



# Faciès, géométries et déformations du Jurassique du Sud- Ouest du bassin de Paris : un domaine faiblement subsident, transition avec le bassin d'Aquitaine

Fabien Lenoir

## ► To cite this version:

Fabien Lenoir. Faciès, géométries et déformations du Jurassique du Sud- Ouest du bassin de Paris : un domaine faiblement subsident, transition avec le bassin d'Aquitaine. Stratigraphie. Université Rennes 1, 2012. Français. NNT : . tel-00881510

**HAL Id: tel-00881510**

**<https://theses.hal.science/tel-00881510>**

Submitted on 8 Nov 2013

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.





**THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1**  
*sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne*

pour le grade de  
**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1**  
*Mention : Sciences de la Terre*

**Ecole doctorale Sciences de la matière**

présentée par

**Fabien Lenoir**

préparée à l'unité de recherche UMR 6118 CNRS  
Géosciences Rennes  
UFR Structures et Propriétés de la Matière

---

**Faciès, géométries et  
déformations du  
Jurassique du Sud-  
Ouest du bassin de  
Paris : un domaine  
faiblement subsident,  
transition avec le  
bassin d'Aquitaine**

**Thèse soutenue à Rennes  
le 17 Décembre 2012**

devant le jury composé de :

**Emmanuelle VENNIN**

Professeur, Université de Bourgogne / *Rapporteur*

**Pierre-Yves COLLIN**

Maître de Conférence, Université de Bourgogne /  
*Rapporteur*

**Christophe RIGOLLET**

Ingénieur SGS Horizon BV / *Examineur*

**Olivier SERRANO**

Ingénieur BRGM / *examineur*

**François GUILLOCHEAU**

Professeur, Université Rennes1 / *Examineur*

**Olivier DAUTEUIL**

Directeur de Recherche CNRS, Université Rennes1  
/ *Examineur*

**Eric LASSEUR**

Ingénieur BRGM / *Invité*

**Cécile ROBIN**

Maître de Conférence, Université Rennes1 / *Invité*







# REMERCIEMENTS

---

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du jury, Emmanuelle Vennin, Pierre-Yves Collin, Olivier Dauteuil et Christophe Rigollet d'avoir accepté de juger ce travail.

Je tiens à remercier tout particulièrement mon directeur de thèse, François Guillocheau, de m'avoir fait confiance pour ce travail de thèse. Merci Fanch, pour ton enthousiasme, tes coups de gueules et malgré tout, ton soutien tout au long de la thèse. J'ai beaucoup apprécié nos discussions scientifiques mais aussi culturelles à refaire le monde. J'ai beaucoup appris à tes côtés, et je t'en remercie.

Je souhaite aussi remercier mon autre chef du BRGM, Olivier Serrano, qui (entre son iphone et une réunion!) a toujours réussi m'apporter de nouvelles pistes de réflexions.

Bien sûr je n'oublie pas mon deuxième chef du BRGM, Eric Lasseur. Merci beaucoup à toi pour ton soutien sans faille. J'ai beaucoup apprécié nos missions de terrain, j'ai beaucoup appris avec toi que ce soit sur le terrain ou au BRGM. Je n'oublierai pas nos discussions en voiture ni notre petite escapade à Pau en première année, entre deux descriptions de carottes à Boussens! Merci à toi!

Et ma dernière chef, et non des moindre, Cécile Robin. Merci à toi pour tes petites attentions, pour tes remarques toujours pertinentes qui n'ont eu de cesse de me reposer une énième question au cours de ma thèse. Merci à toi pour ton soutien sans faille jusqu'au bout, tes relectures de manuscrits et pour tes petites phrases d'encouragement "Allé, haut les cœurs"!

Je souhaite remercier également Christophe Rigollet qui m'a donné la chance de travailler sur ce projet de thèse financé par le BRGM. De ce fait, j'ai eu l'opportunité de venir travailler au BRGM à de nombreuses reprises et ce fut à chaque fois des expériences très enrichissantes. J'en profite pour remercier tout le service GEO/GBS et particulièrement Guibad, Fab, Benoît. Merci à Patricia Dutertre qui fait que tout est possible. Je tiens à remercier aussi Laurent Beccaletto pour son aide et nos discussions de sismique ainsi que Guillaume Martelet pour ses cartes magnétiques.

Au cours de ces trois années, j'ai réalisé ma thèse principalement dans les locaux du laboratoire Géosciences Rennes1. Je tiens donc à remercier tous les membres du labo, permanents et étudiants de passage pour leur bonne humeur et surtout pour l'ambiance très chaleureuse de ce labo breton! Un merci particulier au lyonnais, Jacques Bouffette, qui tous les matins n'oubliait pas de me dire bonjour. Merci pour nos discussions autour d'un café qui me faisait relever la tête du guidon. Merci à Marie-Paule, Chantal et Eddie. Merci également aux bibliothécaires Isabelle et Catherine. Merci à tous les permanents avec qui j'ai pu discuter ou travailler : Delphine pour qui nous resterons toujours ses baby's!, Sylvie, Christian, Marc P., Philippe, Olivier, Jean-Noël, Marie-Pierre, Annick...et désolé pour tous ceux que j'oublie.

Et bien sûr, une thèse c'est aussi trois années entourés d'amis! Trois années de soirées, de découvertes, du marché du samedi matin, du mardi "Jazz Manouche" chez Ramon&Pedro,

du Mercredi/Jeudi Cité d'Ys... Trois ans de rire et de soutien lors des coups de mou qui m'ont fait passer trois magnifiques années.

Donc tout d'abord, un énorme merci à Anne-Claire, ma co-bureau, qui même lors de ses séjours à Paris n'a cessé d'être ma co-bureau. Ces trois années resteront marquées par ta présence, ta serpillère digne du "Père Noël est une ordure", ton rire inimitable, tes Aaatt tt tt tchouuuuu! Merci à toi, toujours là quand il faut (et même quand il ne faut pas!), merci pour la découverte des "tchoutches" et merci pour cette dernière année passée avec toi à rédiger conjointement, reboosté par les sushis, chocolats et pause-clope débriefing! Merci aussi à ton homme, Thomas, qui m'a fait découvrir le monde passionnant de la photographie. Un merci particulier à Justine, la femme parfaite, qui nous a géré la soirée de thèse comme personne, en qui on peut faire une confiance aveugle, qui connaît les meilleurs vins de Bourgogne. Un énorme merci à toi, sans qui les soirées du BRGM seraient un peu fades (spéciale dédicace pour notre "Sound-System"! ). Un merci à Clouclou (et Gilou) et à son rire si particulier. Merci à toi pour ces nombreuses pauses papotage/potinage! Merci aussi à ma Morganita. Que l'Australie t'offre ce que tu souhaites. Merci aussi à Éline, je t'en dois une pour tous tes conseils, ta bonne humeur, tes corrections et tout le reste! Merci aussi à Sami qui fut mon co-bureau durant ces trois ans de thèse, j'ai découvert grâce à toi les Tower Defense...notre maladie de première année. Un merci à tous les doctorants, M2, post-docs et ATER : Reb la-fille-qui-a-toujours-faim, Clem (La troisième ligne à uneuh belleuh profondeuruh diagraphique!), Madeleine (ou Aurélie pour les intimes!), Stéphaneuh, Fabien (Paqui-Paquito!!), Polo ou l'homme le plus stressé de la Terre! Sylvia, Alain, Gwen, Justine<sup>2</sup>, Mélo, Guigui, Bob, Camille, Gloria, Laurie, Lena... Merci aussi aux "petits" nouveaux Marie et surtout Roman (Monsieur Grognon) : à deux on a été les meilleurs chefs cuisto' de l'étage!

Merci aussi à tous ceux qui m'ont fait découvrir et ont su faire croître mon goût pour la géologie : Dominique Sursin, Gérard Beaulieu, Fabrice Redois, Jean-Pierre André, Médard Thiry, Caroline Prognon, Serge Ferry, Emanuela Mattioli, Bernard Pittet...

Et enfin, un grand merci à ma famille et mes parents pour leurs encouragements tout au long de ces dernières années et à ma sœur et son Saad! Merci aussi aux amis d'Angers (Aurélia, Betty, Pauline, Constantine, Mawy Rose, Mawy Rousse, Thibault, Chacha, Jo, Titoo, Ludi...), de Lyon (Ansab, Julien, Ju, Flore, Fwedi-fwedo...) que la thèse m'a un peu empêché de voir ces derniers temps, mais on va vite rattraper ça! Un gros remerciement à Romain, mon tiers, qui de près comme de loin, à toujours été présent et un soutien inconditionnel, merci à toi!

Et un spécial, énorme, merci à Capucine. Nous avons vécu au rythme de mes sentiments de thèse, des déprimés aux excitations excessives! Tu as toujours été là pour moi, tu m'as soutenu pendant toutes ces années, supporté lors de mes retours tardifs à l'apart'!...Alors pour tout ça et plus encore, merci.







# TABLE DES MATIERES

<b>RESUME .....</b>	<b>1</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>1</b>
<b>INTRODUCTION GENERALE.....</b>	<b>7</b>
<b>CHAPITRE 1. CADRE GEOLOGIQUE GENERAL .....</b>	<b>15</b>
<b>1.1 Architecture de la croûte continentale en France : héritage de la chaîne varisque .....</b>	<b>15</b>
1.1.1 Configuration de la chaîne varisque.....	15
1.1.2 Les ensembles structuraux de la chaîne varisque.....	16
1.1.3 Évolution tardi-hercynienne de la chaîne varisque en France.....	17
<b>1.2 Le Bassin de Paris .....</b>	<b>18</b>
1.2.1 Structuration du socle du Bassin de Paris : une structuration hercynienne.....	18
1.2.2 Discordances stratigraphiques majeures .....	20
1.2.3 Présentation des différents domaines structurant le Bassin de Paris.....	21
1.2.4 Courbes de subsidence et cycles majeurs du Bassin de Paris .....	23
1.2.5 Les cycles stratigraphiques majeurs du Bassin de Paris .....	24
1.2.6 Les grands systèmes sédimentaires du Bassin de Paris.....	28
<b>1.3 Le Bassin d'Aquitaine.....</b>	<b>31</b>
1.3.1 Histoire géodynamique du Bassin d'Aquitaine .....	31
1.3.2 Les grands stades de l'évolution du Bassin d'Aquitaine.....	33
<b>1.4 Le Sud-Ouest du Bassin de Paris.....</b>	<b>36</b>
1.4.1 Les failles majeures structurant le Sud-Ouest du Bassin de Paris.....	37
1.4.2 Litho- et biostratigraphie.....	38
1.4.3 Systèmes sédimentaires et dépôts associés .....	38
<b>CHAPITRE 2. METHODOLOGIE ET DONNEES DISPONIBLES .....</b>	<b>43</b>
<b>2.1 Données disponibles .....</b>	<b>43</b>
2.1.1 Affleurements.....	43
2.1.2 Banque de données du Sous-Sol (BSS) .....	44
2.1.3 Puits pétroliers.....	46
2.1.4 Lignes sismiques .....	46
<b>2.2 Nomenclature lithostratigraphique : de l'affleurement aux puits pétroliers.....</b>	<b>47</b>
2.2.1 Homogénéisation de la nomenclature du Sud-Ouest du Bassin de Paris .....	47
2.2.2 Reconnaissance d'une formation sur les puits diagradiés.....	48
<b>2.3 Biostratigraphie.....</b>	<b>51</b>
<b>2.4 Sédimentologie.....</b>	<b>51</b>
2.4.1 Données de terrain : analyse des faciès sédimentaires.....	51

2.4.2	Données de subsurface .....	52
<b>2.5</b>	<b>Stratigraphie séquentielle.....</b>	<b>52</b>
2.5.1	Les principes de la stratigraphie séquentielle.....	52
2.5.2	L'accommodation .....	53
2.5.3	Le stacking pattern .....	53
2.5.1	Corrélations diagaphiques.....	53
<b>2.6</b>	<b>Stratigraphie sismique.....</b>	<b>54</b>
<b>2.7</b>	<b>Cartes d'isopaques .....</b>	<b>55</b>
2.7.1	Méthode d'interpolation par courbure minimum.....	55
2.7.2	Méthode de conversion Temps/Profondeur .....	56
<b>CHAPITRE 3. LE DOGGER DU SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS.....</b>		<b>63</b>
<b>3.1</b>	<b>Introduction.....</b>	<b>63</b>
<b>3.2</b>	<b>Les sédiments du Dogger .....</b>	<b>63</b>
3.2.1	Le puits de Couy1 .....	64
3.2.2	Le Poitou : affleurements, faciès et interprétations environnementale .....	76
3.2.3	Le Berry : affleurements, faciès et interprétations environnementale.....	87
<b>3.3</b>	<b>Le Dogger en subsurface : Définition des électrofaciès .....</b>	<b>93</b>
3.3.1	Habillage biostratigraphique et lithostratigraphique du puits de Boussay1 .....	93
3.3.2	Habillage biostratigraphique et lithostratigraphique de Saint-Georges-sur-Moulon1 .....	97
<b>3.4</b>	<b>Synthèse des électrofaciès : Modèle de signature diagaphique du Jurassique moyen du Sud-Ouest du Bassin de Paris .....</b>	<b>104</b>
<b>3.5</b>	<b>Corrélation séquentielle.....</b>	<b>107</b>
3.5.1	Les cycles stratigraphiques : définition, faciès et géométries .....	108
3.5.2	Durée et hiérarchie des cycles.....	111
3.5.3	Transect A-B .....	113
3.5.4	Transect E-F.....	116
3.5.5	Transect G-H.....	116
3.5.6	Transect I-J.....	116
<b>3.6</b>	<b>Synthèse de l'évolution des géométries sédimentaires mises en évidence dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris : extrapolation à la Lorraine .....</b>	<b>120</b>
<b>3.7</b>	<b>Extension des géométries au Bassin de Paris.....</b>	<b>121</b>
<b>3.8</b>	<b>Conclusions.....</b>	<b>123</b>
<b>CHAPITRE 4. LE JURASSIQUE SUPERIEUR DU SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS.....</b>		<b>127</b>
<b>4.1</b>	<b>Introduction.....</b>	<b>127</b>
<b>4.2</b>	<b>Données d'affleurements .....</b>	<b>128</b>
4.2.1	Le Berry : affleurements, faciès et interprétations environnementale.....	129
4.2.2	Le Poitou : affleurements, faciès et interprétations environnementale .....	143
<b>4.3</b>	<b>Le Jurassique supérieur en subsurface : Définition des électrofaciès .....</b>	<b>152</b>

4.3.1	Habillage biostratigraphique, lithostratigraphique et de faciès de Saint-Georges-sur-Moulon.....	152
4.3.2	Habillage biostratigraphique, lithostratigraphique et de faciès de Boussay1.....	158
<b>4.4</b>	<b>Synthèse des électrofaciès : Modèle de signature diagraphique du Jurassique supérieur du Sud-Ouest du Bassin de Paris .....</b>	<b>163</b>
<b>4.5</b>	<b>Corrélations séquentielles .....</b>	<b>166</b>
4.5.1	Homogénéisation de la nomenclature lithostratigraphique du Jurassique supérieur à partir des données de subsurface.....	166
4.5.2	Les cycles stratigraphiques : définition, faciès et géométries .....	168
4.5.3	Durée et hiérarchie des cycles.....	172
4.5.4	Transect A-B .....	172
4.5.5	Transect E-F .....	176
4.5.6	Transect G-H.....	176
4.5.7	Transect I-J.....	176
<b>4.6</b>	<b>Synthèse de l'évolution des géométries sédimentaires mise en évidence dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris : extrapolation à la Lorraine.....</b>	<b>180</b>
<b>4.7</b>	<b>Conclusions.....</b>	<b>183</b>
<b>CHAPITRE 5. L'APPORT DES DONNEES SISMIQUES.....</b>		<b>187</b>
<b>5.1</b>	<b>Introduction générale .....</b>	<b>187</b>
<b>5.2</b>	<b>Seismic study of the Jurassic deformation and Sedimentation Of The Southwestern Paris Basin: A Low Subsiding Domain Transition To The Aquitaine Basin.....</b>	<b>188</b>
<b>5.3</b>	<b>Introduction.....</b>	<b>189</b>
<b>5.4</b>	<b>Geological Setting.....</b>	<b>189</b>
5.4.1	Basement structure.....	189
5.4.2	Paris Basin subsidence .....	191
5.4.3	Main stages evolution of the Triassic-Jurassic of the Paris Basin .....	191
5.4.4	The Southwestern part of the Paris Basin .....	192
<b>5.5</b>	<b>Methods.....</b>	<b>194</b>
5.5.1	Wells interpretation: lithologies, ages, sedimentary environments.....	195
5.5.2	Seismic interpretation.....	197
<b>5.6</b>	<b>Results .....</b>	<b>198</b>
5.6.1	Major stratigraphic cycles.....	198
5.6.2	Main seismic units: geometries and isopachs .....	201
<b>5.7</b>	<b>Discussion .....</b>	<b>207</b>
5.7.1	The Biturige sub-domain revisited.....	207
5.7.2	The Early Jurassic (Liassic) extension .....	207
5.7.3	The Mid-Cimmerian unconformity and the Early Bajocian extension .....	209
5.7.4	The Bathonian-Kimmeridgian low deformation period: major basement faults are all the time active!.....	210

<b>5.8 Conclusion .....</b>	<b>210</b>
<b>CHAPITRE 6. SYNTHESE.....</b>	<b>215</b>
<b>6.1 Comparaison des cycles stratigraphiques des bassins Ouest européens.....</b>	<b>215</b>
<b>6.2 Cartes paléogéographiques .....</b>	<b>217</b>
6.2.1 Introduction.....	217
6.2.2 Interprétation des cartes paléogéographiques .....	219
<b>6.3 Les failles de socle actives au Jurassique .....</b>	<b>226</b>
6.3.1 Identification du tracé des failles .....	226
6.3.2 Activité des failles au cours du Jurassique.....	228
<b>6.4 Les systèmes sédimentaires du Jurassique du Sud-Ouest du Bassin de Paris : caractéristiques et causes – déformation vs. climat.....</b>	<b>229</b>
6.4.1 Sinémurien-Pliensbachien : alternances argiles - calcaires .....	230
6.4.2 Toarcien : Argiles plus ou moins riches en matière organique .....	231
6.4.3 Bajocien inférieur : Calcaires bioclastiques .....	231
6.4.4 Bathonien : Calcaires .....	233
6.4.5 Oxfordien : Calcaires fins, parfois récifaux .....	234
<b>CONCLUSIONS GENERALES .....</b>	<b>241</b>
<b>PERSPECTIVES.....</b>	<b>247</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE .....</b>	<b>249</b>
<b>ANNEXES .....</b>	<b>281</b>
<b>ANNEXE 1 – SYNTHESE BIOSTRATIGRAPHIQUE DU TRIAS AU MALM DU BASSIN DE PARIS .....</b>	<b>285</b>
<b>6.5 Mise au point stratigraphique.....</b>	<b>286</b>
<b>6.6 Le Trias.....</b>	<b>288</b>
6.6.1 Échelle de référence .....	288
6.6.2 L'Est du Bassin de Paris (la Lorraine).....	288
6.6.3 Le Nord-Ouest du Bassin de Paris (La Normandie) .....	292
6.6.4 Le Sud-Ouest du Bassin de Paris (le Berry).....	292
<b>6.7 Le Lias.....</b>	<b>294</b>
6.7.1 Échelle de référence .....	294
6.7.2 L'Est du Bassin de Paris (la Lorraine).....	294
6.7.3 Le Nord-Ouest du Bassin de Paris (la Normandie).....	297
6.7.4 Le Sud-Ouest du Bassin de Paris (le Berry).....	298
<b>6.8 Le Dogger.....</b>	<b>304</b>
6.8.1 Échelle de référence .....	304
6.8.2 L'Est du Bassin de Paris (la Lorraine).....	304
6.8.3 Le Nord-Ouest du Bassin de Paris (la Normandie).....	307

6.8.4	Le Nord du Bassin de Paris (le Boulonnais) .....	308
6.8.5	Le Sud-Ouest du Bassin de Paris (le Berry).....	310
<b>6.9</b>	<b>Le Malm.....</b>	<b>315</b>
6.9.1	Échelle de référence .....	315
6.9.2	L'Est du Bassin de Paris (la Lorraine).....	315
6.9.3	Le Nord-Ouest du Bassin de Paris (la Normandie).....	317
6.9.4	Le Nord du Bassin de Paris (le Boulonnais) .....	318
6.9.5	Le Sud-Ouest du Bassin de Paris (le Berry).....	321
<b>ANNEXE 2 – AFFLEUREMENTS .....</b>		<b>333</b>
<b>ANNEXE 3 – TABLEAUX DE DESCRIPTION DES ECHANTILLONS ET DES LAMES MINCES DU BERRY ET DU POITOU .....</b>		<b>341</b>
<b>ANNEXE 4 – LIGNES SISMIQUE .....</b>		<b>344</b>

---



## TABLE DES FIGURES

<i>Figure 1 : Localisation du Bassin de Paris (d'après la carte géologique de la France au 1/1000000) et positionnement de la zone d'étude (encadré rouge).....</i>	<i>7</i>
<i>Figure 2 : Le Bassin de Paris est situé au sein de la chaîne varisque (cadre rouge). Différentes zones ont été reconnues au sein de cette chaîne, mais leur corrélation fait l'objet de débat en raison de la nature non cylindrique de la chaîne. Dans ce schéma, différentes couleurs sont utilisées pour surmonter les difficultés de nomenclature d'école et souligner les corrélations possibles entre certaines zones (d'après Ballèvre et al. 2009).....</i>	<i>16</i>
<i>Figure 3 : Carte structurale de la chaîne varisque Ouest Européenne, des différents massifs qui la constituent ainsi que la localisation de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (AMBP) (Turrillot, 2010).....</i>	<i>17</i>
<i>Figure 4 : Carte de localisation des failles majeures du Bassin de Paris sur la carte géologique 1/1000000 de la France.....</i>	<i>19</i>
<i>Figure 5 : Schéma structural de la France présentant les principaux domaines structuraux de la France (d'après Autran et al., 1994; Guillocheau et al., 2000; Ballèvre et al., 2009).....</i>	<i>22</i>
<i>Figure 6: Courbe d'accommodation calculée pour les puits "Les Quatre bras", "Vert-le-Grand 1", "Charmottes 5" et "La Folie de Paris" : corrélations avec les cycles stratigraphiques d'une durée de 10-40 Ma (modifié d'après Guillocheau et al., 2000).....</i>	<i>24</i>
<i>Figure 7 : Évolution stratigraphique du bassin de Paris (d'après Jacquin et Graciansky, 1998).....</i>	<i>26</i>
<i>Figure 8 : Cartographie des bassins Permo-Carbonifère du Bassin de Paris (d'après Delmas et al., 2002). ....</i>	<i>29</i>
<i>Figure 9 : Carte de l'héritage structural ante-mésozoïque du Bassin d'Aquitaine. Les directions principales des failles sont : N40, N100 et N160 (modifié d'après Bourrouilh et al., 1995). ....</i>	<i>32</i>
<i>Figure 10 : Courbe de subsidence totale avec correction du niveau marin absolu et de la profondeur d'eau pour le bassin de Parentis ainsi que les grandes discontinuités enregistrées par les bassins ouest-européens (modifié d'après Brunet, 1991) .....</i>	<i>32</i>
<i>Figure 11 : Carte paléogéographique du Trias supérieur d'après Brunet (1991) modifié par Serrano et al., (2006).....</i>	<i>34</i>
<i>Figure 12 : Localisation des bassins de Parentis, Mirande et Arzac, créés lors de l'ouverture du Golfe de Gascogne .....</i>	<i>36</i>
<i>Figure 13 : Charte stratigraphique des systèmes sédimentaires du Sud-Ouest du Bassin de Paris. ....</i>	<i>39</i>
<i>Figure 14 : Carte de localisation des affleurements étudiés.....</i>	<i>44</i>
<i>Figure 15 : Carte de localisation des transects diagaphiques étudiés .....</i>	<i>45</i>
<i>Figure 16 : Carte de localisation des lignes sismiques étudiées.....</i>	<i>47</i>
<i>Figure 17-A : Méthodologie du passage affleurement-BSS.....</i>	<i>49</i>
<i>Figure 18 : Nomenclature des terminaisons sismiques (modifiée d'après Mitchum et al., 1977).....</i>	<i>55</i>
<i>Figure 19 : Exemples d'interpolations effectuées par le module Isomap Build Surface .....</i>	<i>57</i>
<i>Figure 20 : Localisation des affleurements majeurs du Jurassique moyen, du puits de Couyl et des deux puits pétroliers (Boussayl et Saint-Georges-sur-Moulon1) sur lesquels les données de terrain ont été synthétisées (affleurements secondaires présentés en annexe 3). ....</i>	<i>64</i>
<i>Figure 21 : Le log de Couyl – voir Figure 20 pour la localisation.....</i>	<i>72</i>
<i>Figure 22 : Microfaciès du Dogger de Couyl .....</i>	<i>74</i>
<i>Figure 23 : Coupe de Béruges – voir Figure 20 pour la localisation .....</i>	<i>78</i>
<i>Figure 24 : Coupe du Moulin aux Roches – voir Figure 20 pour la localisation.....</i>	<i>80</i>
<i>Figure 25 : Coupe du Fouilloux – voir Figure 20 pour la localisation .....</i>	<i>82</i>
<i>Figure 26 : Coupe des Dignes – voir Figure 20 pour la localisation.....</i>	<i>85</i>
<i>Figure 27 : Coupe de Lavoux – voir Figure 20 pour la localisation.....</i>	<i>87</i>

Figure 28 : Coupe de Bruère Allichamps - voir Figure 20 pour la localisation.....	88
Figure 29 : Coupe de Boisramier – voir Figure 20 pour la localisation.....	90
Figure 30 : Microfaciès du Dogger dans le Poitou. (A: Photographie de la base de la coupe de Béruges; B et C: Échantillon Baj1 de la coupe du Moulin aux Roches, LPA et LPNA; D: Photographie de la coupe du Fouilloux; E: Échantillon Fouil2 de la coupe du Fouilloux, LPA; F: Échantillon Fouil1 de la coupe du Fouilloux, LPA; G: Photographie de la coupe des Dignes; H: terrier silicifié juste au-dessous de la surface d'arrêt de sédimentation I; Échantillon DIG2 de la coupe des Dignes, LPNA; J: Échantillon DIG4 de la coupe des Dignes; K: Échantillon LAV2 de la coupe de Lavoux; L et M: Échantillon BRU1 de la coupe de Bruère Allichamps; N et O: Échantillon BOI4 de la coupe de Boisramier).....	92
Figure 31 : Habillage biostratigraphique et lithostratigraphique du puits de Boussay .....	97
Figure 32 : Habillage biostratigraphique et lithostratigraphique du puits de Saint-Georges-sur-MoulonI.....	102
Figure 33 : Différents électrofaciès identifiés pour le Jurassique moyen du Sud-Ouest du Bassin de Paris à partir des outils gamma-ray, sonic et neutron et leurs interprétations en termes d'environnements de dépôt.....	105
Figure 34 : Découpage séquentiel et corrélations du Jurassique du Sud-Ouest du Bassin de Paris entre les puits de BoussayI et St-Georges-sur-MoulonI.....	106
Figure 35 : Carte de localisation des transects diagaphiques étudiés dans ce chapitre.....	107
Figure 36 : Charte chronostratigraphique (modifiée d'après Hardenbol et al., 1998). Comparaison des séquences reconnues dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris avec les séquences et cycles stratigraphiques de la Mer du Nord, de l'Angleterre, de l'Ouest et de l'Est du Bassin de Paris proposés d'après Jacquin et al., (1998a).....	112
Figure 37 : Transect de corrélation A-B.....	115
Figure 38 : Transect de corrélation E-F.....	117
Figure 39 : Transect de corrélation G-H.....	118
Figure 40 : Transect de corrélation I-J .....	119
Figure 41 : Synthèse des géométries des plates-formes carbonatées bathoniennes sur un transect allant du Poitou à la Lorraine.....	122
Figure 42 : Découpage lithostratigraphique des dépôts oxfordiens et kimméridgiens. Les formations sont notées en gras et les membres en italique. Modifié d'après Debrand-Passard (1982). .....	128
Figure 43 : Localisation des affleurements majeurs du Jurassique supérieur et des deux puits pétroliers sur lesquels les données de terrain ont été synthétisées (affleurements secondaires présentés en annexe 3). .....	129
Figure 44 : Affleurement de la carrière de Mâron aujourd'hui remblayée (d'après Lefort, 2011 ; p.142) .....	130
Figure 45 : Affleurement Les Rolettes – voir Figure 43 pour la localisation .....	132
Figure 46 : Affleurement Les Grands Usages – voir Figure 43 pour la localisation .....	134
Figure 47 : Affleurement Les Veaux – voir Figure 43 pour la localisation.....	136
Figure 48 : Carrière La Madeleine – voir Figure 43 pour la localisation.....	138
Figure 49 : Affleurement Graçais – voir Figure 43 pour la localisation.....	140
Figure 50 : Microfaciès et photographies des affleurements du Berry. (A et B: Échantillon ROL3 en LPA et LPNA de la coupe des Rolettes; C: Échantillon MON3 LPNA de la coupe des Grands Usages; D et E: Échantillon VEA1 en LPA et LPNA de la coupe des Veaux; F: Échantillon VEA4 LPA de la coupe des Veaux; G: Photographie d'un terrier de la coupe des Veaux; H: Échantillon MAD7 LPA de la coupe de la carrière de la Madeleine; I: Échantillon MAD3 LPA de la coupe de la carrière de la Madeleine; J et K: Échantillon MAD12 LPA et LPNA de la coupe de la carrière de la Madeleine; L: Photographie de la coupe de Graçais entre 3m et 3.50m; M: Échantillon GRA1 LPA de la coupe de Graçais; N: Échantillon GRA2 LPA de la coupe de Graçais).....	142
Figure 51 : Affleurement Le Muant – voir Figure 43 pour la localisation.....	144
Figure 52 : Affleurement Mont-La-Chapelle – voir Figure 43 pour la localisation.....	146



<i>Figure 53 : Affleurement La Ménardière – voir Figure 43 pour la localisation.....</i>	<i>148</i>
<i>Figure 54 : Affleurement Preuilly – voir Figure 43 pour la localisation.....</i>	<i>149</i>
<i>Figure 55 : Microfaciès du Poitou.....</i>	<i>151</i>
<i>Figure 56 : Corrélation entre les affleurements du Berry et le puits de Saint-Georges-sur-Moulon1 .....</i>	<i>157</i>
<i>Figure 57 : Corrélation entre les affleurements du Poitou et le puits de Boussay1.....</i>	<i>162</i>
<i>Figure 58 : Différents électrofaciès identifiés pour le Jurassique supérieur du Sud-Ouest du Bassin de Paris à partir des outils gamma-ray, sonic et neutron et leurs interprétations en termes d'environnements de dépôt.....</i>	<i>164</i>
<i>Figure 59 : Découpage séquentiel et corrélations du Jurassique du Sud-Ouest du Bassin de Paris entre les puits de Boussay1 et St-Georges-sur-Moulon1 - voir localisation sur la figure 3.....</i>	<i>165</i>
<i>Figure 60 : Nouveau tableau lithostratigraphique proposé pour les dépôts oxfordiens et kimméridgiens du Sud-Ouest du Bassin de Paris .....</i>	<i>167</i>
<i>Figure 61 : Carte de localisation des transects diagaphiques étudiés.....</i>	<i>171</i>
<i>Figure 62 : Transect de corrélation diagaphique A-B .....</i>	<i>175</i>
<i>Figure 63 : Transect de corrélation diagaphique E-F .....</i>	<i>177</i>
<i>Figure 64 : Transect de corrélation diagaphique G-H .....</i>	<i>178</i>
<i>Figure 65 : Transect de corrélation diagaphique I-J.....</i>	<i>179</i>
<i>Figure 66 : Synthèse des géométries des plates-formes carbonatées oxfordiennes sur un transect allant du Poitou à la Bourgogne.....</i>	<i>182</i>
<i>Figure 67 : The Southwestern part of the Paris Basin: outcrops based on the geological map of France at 1:1 000 000, main faults, studied industrial wells and seismic lines - A-B interpreted seismic line of Figure 70 and Figure 71. II: Main basement units of the Paris Basin [from Autran et al., 1994; Guillocheau et al., 2000; Ballèvre et al., 2009]. .....</i>	<i>190</i>
<i>Figure 68 : Stratigraphic and sedimentary chart of the Triassic to Jurassic times of the southwestern part of the Paris Basin.....</i>	<i>194</i>
<i>Figure 69 : Wells Boussay 1 (east) and Saint-Georges-sur-Moulon 1 (west): lithostratigraphy, biochronostratigraphy, second order transgressive - regressive cycles and correlations (see location on Figure 67). .....</i>	<i>196</i>
<i>Figure 70 : Interpretation of the seismic lines 84CHER18 and 83CHER1 (see location on Figure 67). .....</i>	<i>198</i>
<i>Figure 71 : Deformation and geometry evolution of the seismic lines 84CHER18 and 83CHER1. ....</i>	<i>200</i>
<i>Figure 72 : Isopach maps of the seven seismic units, bounded by time – lines, defined in the Jurassic of the southwestern part of the Paris Basin. ....</i>	<i>202</i>
<i>Figure 73 : Tectonic evolution of northern France during earliest Early Jurassic (Early Sinemurian): characterization of diffuse extension mainly localised along the Champagne and Bertray - Brécý “grabens”. .....</i>	<i>209</i>
<i>Figure 74 : Transects de corrélation Normandie-Poitou et Normandie-Bourgogne (d’après Guillocheau communication personnelle).....</i>	<i>218</i>
<i>Figure 75 : Carte de faciès du Bajocien inférieur .....</i>	<i>219</i>
<i>Figure 76 : Carte de faciès du Bajocien supérieur.....</i>	<i>220</i>
<i>Figure 77 : Carte de faciès du Bathonien inférieur .....</i>	<i>221</i>
<i>Figure 78 : Carte de faciès du Bathonien terminal.....</i>	<i>222</i>
<i>Figure 79 : Carte de faciès de la limite Jurassique moyen/supérieur.....</i>	<i>223</i>
<i>Figure 80 : Carte de faciès de la base du Jurassique supérieur.....</i>	<i>224</i>
<i>Figure 81 : Carte de faciès de la discontinuité MRS CIII.....</i>	<i>225</i>
<i>Figure 82 : Carte de faciès Jurassique supérieur terminal .....</i>	<i>226</i>

<i>Figure 83 : Cartographie des failles de socle observées en sismique et leur extrapolation (tirets rouge) d'après les directions magnétiques (tirets gris) de la carte d'anomalie magnétique de la zone Sud-Ouest du Bassin de Paris (Guillaume Martelet, BRGM, communication personnelle). .....</i>	<i>228</i>
<i>Figure 84 : Cartographie des failles en fonction du temps pour la zone Sud-Ouest du Bassin de Paris d'après l'étude des données sismiques. ....</i>	<i>229</i>
<i>Figure 85 : Évolution tectono-sédimentaire entre le Berry et la Bourgogne pendant le Jurassique supérieur..</i>	<i>237</i>





## Résumé

Le Sud-Ouest du Bassin de Paris, domaine faiblement subsident assurant la transition entre les bassins de Paris et d'Aquitaine, est une zone clé pour comprendre l'évolution et l'individualisation de ces bassins. L'objectif de cette étude est d'effectuer une synthèse géologique régionale du Sud-Ouest du Bassin de Paris afin d'en caractériser les déformations subtiles et leurs différentes longueurs d'ondes. A partir de données d'affleurements, nous avons habillé des puits diagraphiés de la Banque du Sous-Sol (proche des affleurements) et deux puits de référence : Boussay1 et Saint-Georges-sur-Moulon1. Nous proposons un modèle de signature diagraphique des différents faciès sédimentaires pour chaque niveau stratigraphique du Jurassique moyen et supérieur. Les corrélations séquentielles régionales ont permis d'identifier 4 cycles Transgression/Régression de 2<sup>ème</sup> ordre (x10Ma), similaires à ceux définis dans le centre du Bassin de Paris. Nous montrons des géométries (1) aggradantes légèrement progradantes au Jurassique inférieur et moyen (2) aggradantes au Bathonien et (3) progrado-aggradantes au Jurassique supérieur avec un prisme de bas niveau à la base de l'Oxfordien supérieur. L'analyse de la déformation sur les lignes de sismique réflexion, retraitées par le BRGM, a permis de caractériser deux ordres de longueur d'onde : des failles de courte et moyenne longueur d'onde et des déformations souples de moyenne à grande longueur d'onde. Nous montrons que (1) les failles de courte longueur d'onde ne génèrent pas de cycle stratigraphique et (2) que la production carbonatée est le facteur majeur du contrôle des géométries sédimentaires du Jurassique du Sud-Ouest du bassin de Paris.

## Abstract

Our study focuses on the SW Paris basin that is a low subsident area at the transition with the Aquitanian basin. This geographical position allows to understand the individualisation of these two sedimentary basins and to precise their evolution. This work aims to synthesize the regional geological context in order to characterize the slight deformations and their different wavelengths. We interpret well-log signatures in terms of lithologies and facies, combining outcrops and cores data from the "Banque du Sous-Sol" (closed to the outcrops) and of two reference wells (Boussay1 and Saint-Georges-sur-Moulon1). we propose a model of well-log signatures for the different sedimentary facies of each stratigraphic layer from Middle to Upper Jurassic. Sequential correlations, realized at regional scale, allowed to identify four second-order Transgressive/Regressive cycles (x10My), consistent with those defined in the centre of the Paris basin. Geometries are (1) aggradational to slightly progradational during the Lower and Middle Jurassic, (2) aggradational during the Bathonian and (3) progradational to aggradational during the Upper Jurassic. This last trend is particularly characterized by a low stand wedge at the lowermost Upper Oxfordian. From analysis of seismic reflection data (reprocessed by BRGM), we identify two wavelength orders of deformation: short and medium wavelength faults and slight deformations that have a medium to large wavelength. We demonstrate that (1) the short wavelength faulting do not generate a stratigraphic cycle and that (2) the carbonate production is the main controlling factor of the Jurassic depositional geometries of the SW Paris basin.









---

# **INTRODUCTION GENERALE**

---



## INTRODUCTION GENERALE

Le bassin de Paris, bassin intracratonique, préserve les archives sédimentaires depuis 250Ma. C'est une base de données géologique considérable permettant de tester des concepts nouveaux en Sciences de la Terre. Peu de bassins dans le monde sont aussi bien connus, les premières publications datant du milieu du 18ème siècle avec la première carte géologique par Guettard (1848). La forme elliptique du Bassin de Paris (Figure 1) est une acquisition cénozoïque initiée en partie dès le Crétacé. Cette forme résulte du flambage de la lithosphère en réponse à la convergence Eurasie-Afrique (Guillocheau *et al.*, 2000; Dèzes *et al.*, 2004; Sissingh, 2006; Bourgeois *et al.*, 2007). Durant le Jurassique et le Crétacé supérieur, le domaine subsident et l'extension paléogéographique sont sensiblement plus importants que la superficie actuelle du bassin (Barbarand *et al.*, 2001; Quesnel *et al.*, 2006 ; Thiry *et al.*, 2006 ; Ziegler and Dèzes, 2007).

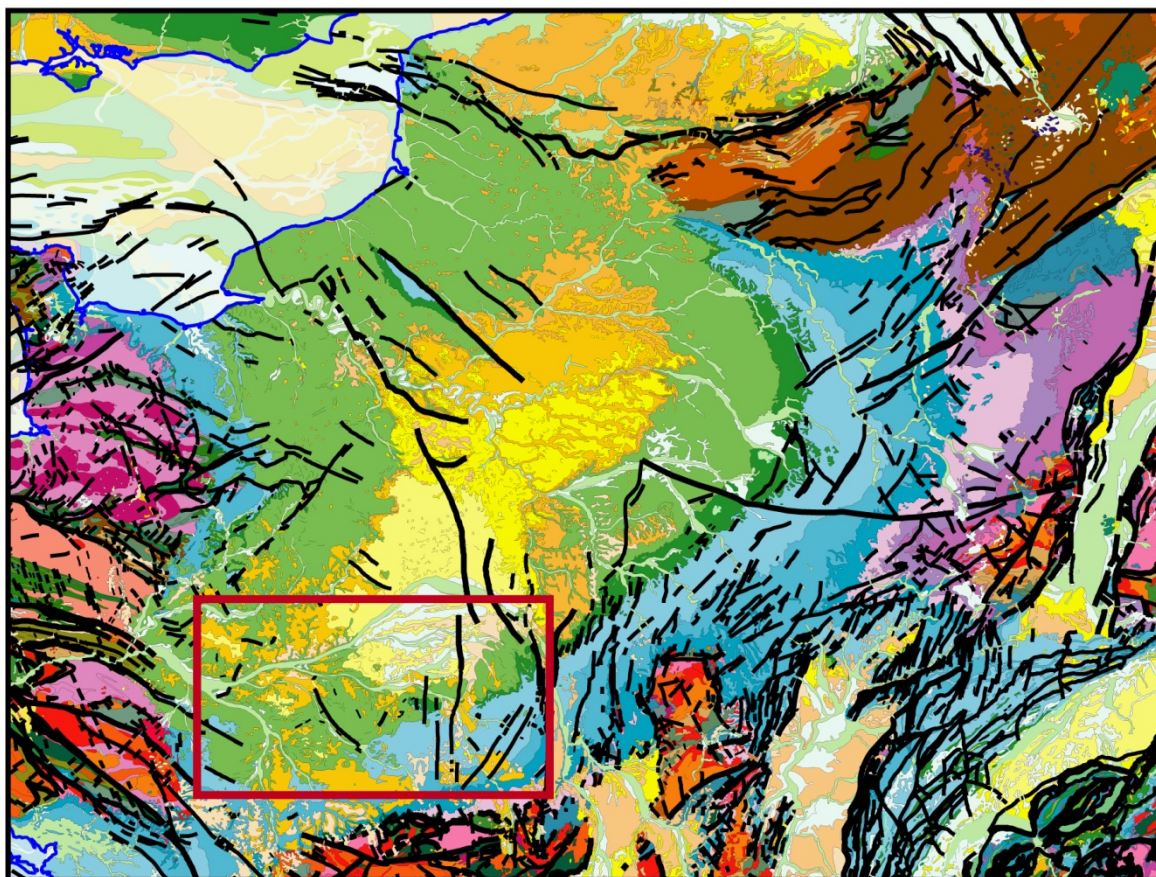


Figure 1 : Localisation du Bassin de Paris (d'après la carte géologique de la France au 1/1000000) et positionnement de la zone d'étude (encadré rouge)

Les isopaques cumulées du bassin de Paris montrent clairement deux dépocentres : un central et un occidental situé à l'Ouest du système de faille Loire-Seine. Ce domaine occidental, le Sud-Ouest du bassin de Paris situé au Sud de la Loire, présente de fortes similitudes avec le Nord de l'Aquitaine (peu ou pas de sédiments triasiques, dépôts du

Jurassique inférieur et moyen peu épais). Les synthèses paléogéographiques d'Enay et Mangold (1980) présentent des lignes de faciès Nord-Sud recoupant l'Ouest du Massif Central et allant du Bassin de Paris au Bassin d'Aquitaine. Ce domaine Sud-Ouest du Bassin de Paris est donc le domaine de transition avec le Bassin d'Aquitaine.

Les dernières études de la zone Sud-Ouest du Bassin de Paris datent, pour la plupart, de la fin des années 70, début des années 80 et ont permis de bien contraindre la sédimentologie de la région notamment grâce aux travaux de Mouterde (1952), Debrand-Passard (1982), Lorenz (1992) et Mourier (1983).

Cette zone mal affleurante et à la lithostratigraphie compliquée, a fait l'objet d'un forage scientifique entièrement carotté du sommet du Jurassique moyen au Permien: le forage de Couy1. Ce forage fait partie du projet Géologie Profonde de la France qui avait pour objectif d'atteindre l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. De plus, un jeu de diagraphe pétrolière conséquent existe grâce à une première phase d'exploration pétrolière (années 70-80) ainsi que de lignes sismiques.

Ce travail a été financé par le BRGM dans le cadre d'une convention avec Géoscience Rennes1 leur objectif étant de mieux connaître ce secteur du Bassin de Paris à haut potentiel appliqué (stockage de CO<sub>2</sub>...)

### **Cette thèse présente trois objectifs principaux :**

- Etablir un cadre stratigraphique (biostratigraphique, lithostratigraphique, stratigraphie séquentielle) du secteur Sud-Ouest du Bassin de Paris.
- Préciser la géométrie des séquences de dépôts par corrélations de puits diagraphiés (pétroliers et issus de la Banque de donnée du Sous-Sol – BRGM), calés sur affleurement (analyse en termes de sédimentologie de faciès)
- Reconstituer l'architecture de la déformation et sa relation avec la sédimentation (faciès, séquence de dépôt) en valorisant un jeu de sismique.

Ainsi, combiner la sédimentologie sur le terrain, les corrélations diagraphiques et le pointé sismique, permettra de mieux contraindre les géométries et les processus mis en œuvre dans l'histoire stratigraphique du Sud-Ouest du Bassin de Paris.

Ce manuscrit se compose de six chapitres résumés ci-après :

### **Chapitre 1 : Cadre géologique général**

Ce chapitre vise à présenter le contexte structural, les cycles stratigraphiques et les grands systèmes sédimentaires des bassins de Paris et d'Aquitaine ainsi que de la zone Sud-

Ouest du bassin de Paris située entre les deux bassins. Ce chapitre est divisé en quatre grandes parties :

- Les connaissances sur l'héritage de la chaîne varisque permettent de dégager les grandes structures qui dirigeront les déformations subies par le Bassin de Paris au cours de son évolution géologique ;
- Le cadre géologique du Bassin de Paris puis du Bassin d'Aquitaine est établi à travers une revue de la structuration du socle, des événements géodynamiques majeurs puis d'une revue critique des cycles stratigraphiques majeurs ;
- Une présentation de l'évolution des grands systèmes sédimentaires marquant le Mésozoïque de ces deux bassins ;
- Le cadre géologique régional du Sud-Ouest du Bassin de Paris à travers une revue rapide du contexte structural, stratigraphique et biostratigraphique.

### **Chapitre 2 : Méthodologies et données disponibles**

Nous présenterons dans ce chapitre les différentes données à notre disposition et les méthodologies, notions et concepts employés au cours de ce travail

### **Chapitre 3 et Chapitre 4 : Le Dogger et le Malm du Sud-Ouest du Bassin de Paris**

Nous présenterons dans ce chapitre les différents faciès et géométries observables pour le Jurassique moyen et supérieur du Sud-Ouest du Bassin de Paris :

- À l'échelle de l'affleurement, à travers une étude sédimentologique et stratigraphique
- À l'échelle du puits pétrolier à travers la traduction des faciès en termes d'électrofaciès ce qui permet d'interpréter les données de subsurface.
- À l'échelle régionale à travers les corrélations séquentielles nous permettant de définir l'évolution du Sud-Ouest du bassin de Paris en caractérisant sa géométrie 3D.

### **Chapitre 5 : l'apport des données sismiques**

Ce chapitre vise à présenter une analyse sismique de la déformation et de l'évolution de la sédimentation au cours du Jurassique. Nous verrons notamment l'influence de l'héritage structural hercynien sur la sédimentation.

### **Chapitre 6 : Synthèse générale**

Dans ce chapitre nous examinerons l'évolution de la paléogéographie du Jurassique moyen et supérieur de la zone Sud-Ouest du Bassin de Paris extrapolée aux régions Centre et Est du bassin. Ensuite nous discuterons les implications de la synthèse biostratigraphique effectuée dans ce travail et nous comparerons les cycles stratigraphiques des bassins ouest européens aux cycles obtenus dans cette étude. Enfin nous analyserons l'effet des déformations tectoniques et des changements climatiques sur l'enregistrement des dépôts du Jurassique supérieur.









---

# **CHAPITRE I**

## **CADRE GEOLOGIQUE**

### **GENERAL**

---

<b>CHAPITRE 1. CADRE GEOLOGIQUE GENERAL .....</b>	<b>15</b>
<b>1.1 Architecture de la croûte continentale en France : héritage de la chaîne varisque .....</b>	<b>15</b>
1.1.1 Configuration de la chaîne varisque.....	15
1.1.2 Les ensembles structuraux de la chaîne varisque.....	16
1.1.3 Évolution tardi-hercynienne de la chaîne varisque en France.....	17
<b>1.2 Le Bassin de Paris .....</b>	<b>18</b>
1.2.1 Structuration du socle du Bassin de Paris : une structuration hercynienne.....	18
1.2.2 Discordances stratigraphiques majeures .....	20
1.2.3 Présentation des différents domaines structurant le Bassin de Paris.....	21
1.2.4 Courbes de subsidence et cycles majeurs du Bassin de Paris .....	23
1.2.5 Les cycles stratigraphiques majeurs du Bassin de Paris .....	24
1.2.5.1 Cycle Scythien/Toarcien .....	26
1.2.5.2 Cycle Aalénien/Tithonien .....	27
1.2.5.3 Cycle Berriasien/Aptien supérieur .....	27
1.2.5.4 Cycle Albien/Turonien terminal .....	27
1.2.5.5 Cycle Turonien terminal/Actuel.....	28
1.2.6 Les grands systèmes sédimentaires du Bassin de Paris.....	28
1.2.6.1 Trias inférieur/Trias supérieur : environnements continentaux .....	29
1.2.6.2 Trias supérieur/Lias : première incursion marine .....	29
1.2.6.3 Dogger/Jurassique supérieur : système carbonaté.....	30
1.2.6.4 Crétacé inférieur/Aptien : système terrigène.....	30
1.2.6.5 Aptien : système crayeux .....	30
1.2.6.6 Tertiaire : système mixte terrigène/carbonaté .....	31
<b>1.3 Le Bassin d'Aquitaine.....</b>	<b>31</b>
1.3.1 Histoire géodynamique du Bassin d'Aquitaine .....	31
1.3.2 Les grands stades de l'évolution du Bassin d'Aquitaine.....	33
1.3.2.1 Trias : rifting .....	34
1.3.2.2 Jurassique : bassins intracratoniques.....	35
1.3.2.3 Crétacé inférieur : stade transtensif.....	35
1.3.2.4 Crétacé supérieur : stade transpressif .....	36
<b>1.4 Le Sud-Ouest du Bassin de Paris.....</b>	<b>36</b>
1.4.1 Les failles majeures structurant le Sud-Ouest du Bassin de Paris.....	37
1.4.2 Litho- et biostratigraphie.....	38
1.4.3 Systèmes sédimentaires et dépôts associés .....	38

## Chapitre 1. CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

---

### 1.1 ARCHITECTURE DE LA CROUTE CONTINENTALE EN FRANCE : HERITAGE DE LA CHAÎNE VARISQUE

L'évolution tardive de la chaîne hercynienne est particulièrement importante dans l'évolution post-hercynienne des bassins de Paris et d'Aquitaine. Cette phase correspond à l'individualisation des bassins permien qui contrôleront l'évolution des bassins triasiques (Debelmas, 1986). En effet, dès le Permien, des accidents tardi-hercyniens (trois directions dominantes : NNE-NE, NW-NNW et EW-ENE –Figure 2– Arthaud et Matte, 1975; Ballèvre *et al.*, 2009) sont réactivés en faille normales limitant des bassins. Ces décrochements tardi-hercyniens, seront réactivés pendant la sédimentation mésozoïque et les plissements cénozoïques (Arthaud et Matte, 1975; Guillocheau *et al.*, 2000; Ballèvre *et al.*, 2009). Cela entrainera des aires de sédimentations localisées à la verticale de ces bassins permien alors subsidents.

#### 1.1.1 Configuration de la chaîne varisque

La chaîne varisque est le résultat d'une subduction-collision entre deux plaques lithosphériques majeures : l'ensemble Gondwana (Afrique, Europe centrale et méridionale) au Sud et l'ensemble Laurentia (Amérique du Nord) – Baltica (Europe du Nord) – Avalonia au Nord (Figure 2 – Ballèvre *et al.*, 2009). Avant la formation de l'orogénèse varisque, le Gondwana était séparé de l'Avalonia par l'océan Rhéique, lui même séparé de la Laurentia et Baltica par l'océan Iapétus.

Dans sa configuration actuelle, la chaîne varisque est constituée d'un ensemble de massifs isolés (Ardennes, Vosges, Massif de Cornouaille Britannique, Massif Ibérique, Massif Central et Massif Armoricaïn – Figure 3) séparés par de nombreux bassins sédimentaires (Turrillot, 2010).

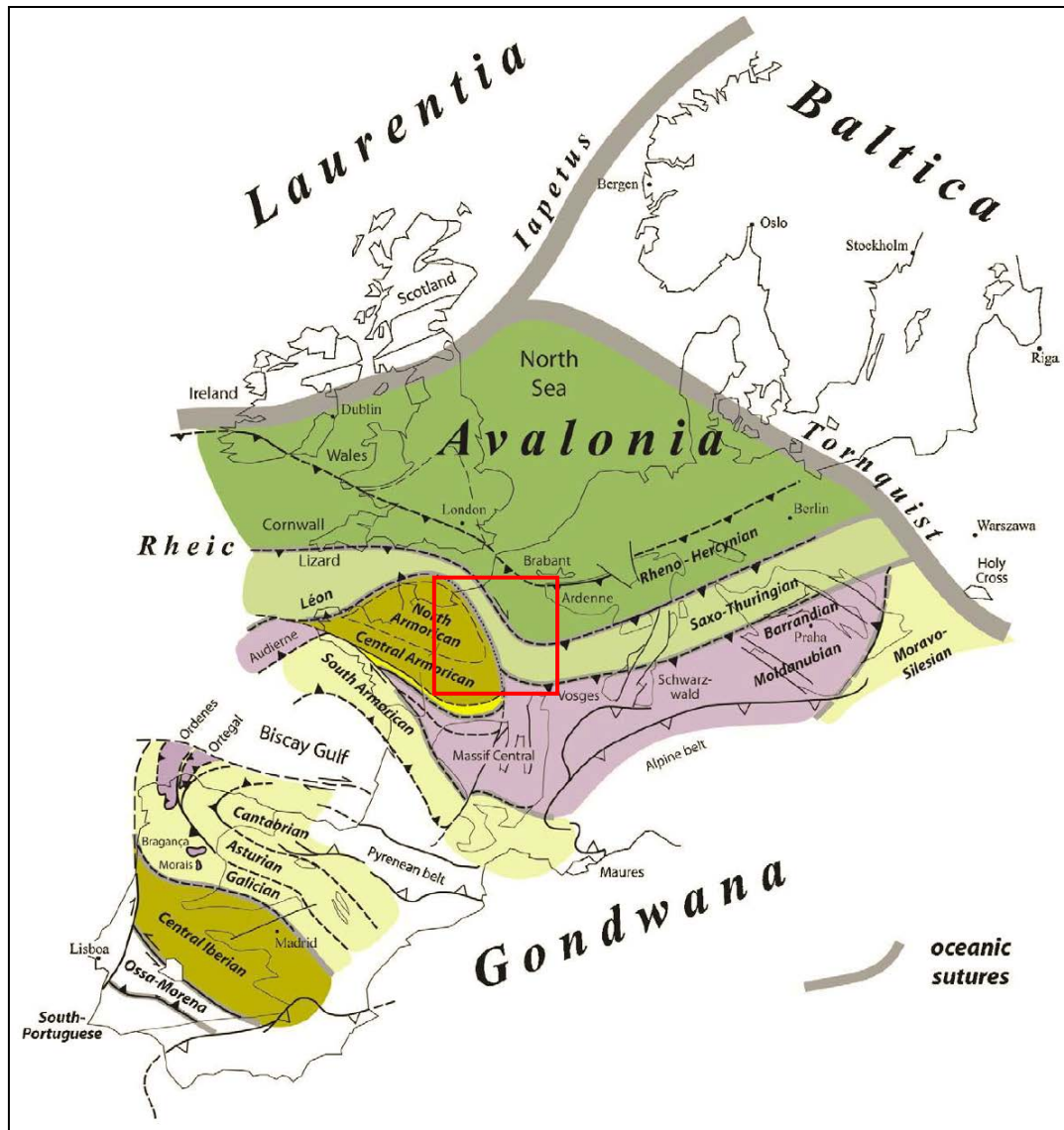


Figure 2 : Le Bassin de Paris est situé au sein de la chaîne varisque (cadre rouge). Différentes zones ont été reconnues au sein de cette chaîne, mais leur corrélation fait l'objet de débat en raison de la nature non cylindrique de la chaîne. Dans ce schéma, différentes couleurs sont utilisées pour surmonter les difficultés de nomenclature d'école et souligner les corrélations possibles entre certaines zones (d'après Ballèvre *et al.* 2009).

### 1.1.2 Les ensembles structuraux de la chaîne varisque

Le schéma structural de la chaîne varisque a été établi grâce à de nombreuses études géodynamiques au Nord de la France ou plus généralement à l'échelle de l'Europe (e.g. Arthaud et Matte, 1975; Castaing *et al.*, 1984; Lorenz et Nicholls, 1984; Matte, 1991; Autran *et al.*, 1994; Ballèvre *et al.*, 2009; Guillot et Ménot, 2009). Ces auteurs s'accordent à dire que le front varisque septentrional (Figure 3) serait la limite Nord du Bassin de Paris, interprétée comme une zone de décrochement dextre s'étendant du Boulonnais jusqu'à Liège en passant par le bassin de Mons.

La subduction des zones océaniques évolue en collision au Dévonien et au Carbonifère. La chaîne varisque de l'Ouest est donc caractérisée par l'existence de lambeaux de croûte océanique considérés comme des zones de sutures (Figure 2) (Turrillot, 2010).

La phase stéphano-autunienne serait accommodée par des failles de transfert d'échelle crustale, failles qui resteront actives au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque (Failles de la Loire, Seine, Bray,... – Figure 4) (Mégrien, 1980b; Serrano *et al.*, 2006).

L'évolution de l'orogène se termine avec l'apparition de bassins d'avant-pays où se déposent des flyschs et molasses. Une dernière phase de compression se traduit par le jeu important des décrochements tardi-hercyniens (Arthaud et Matte, 1975).

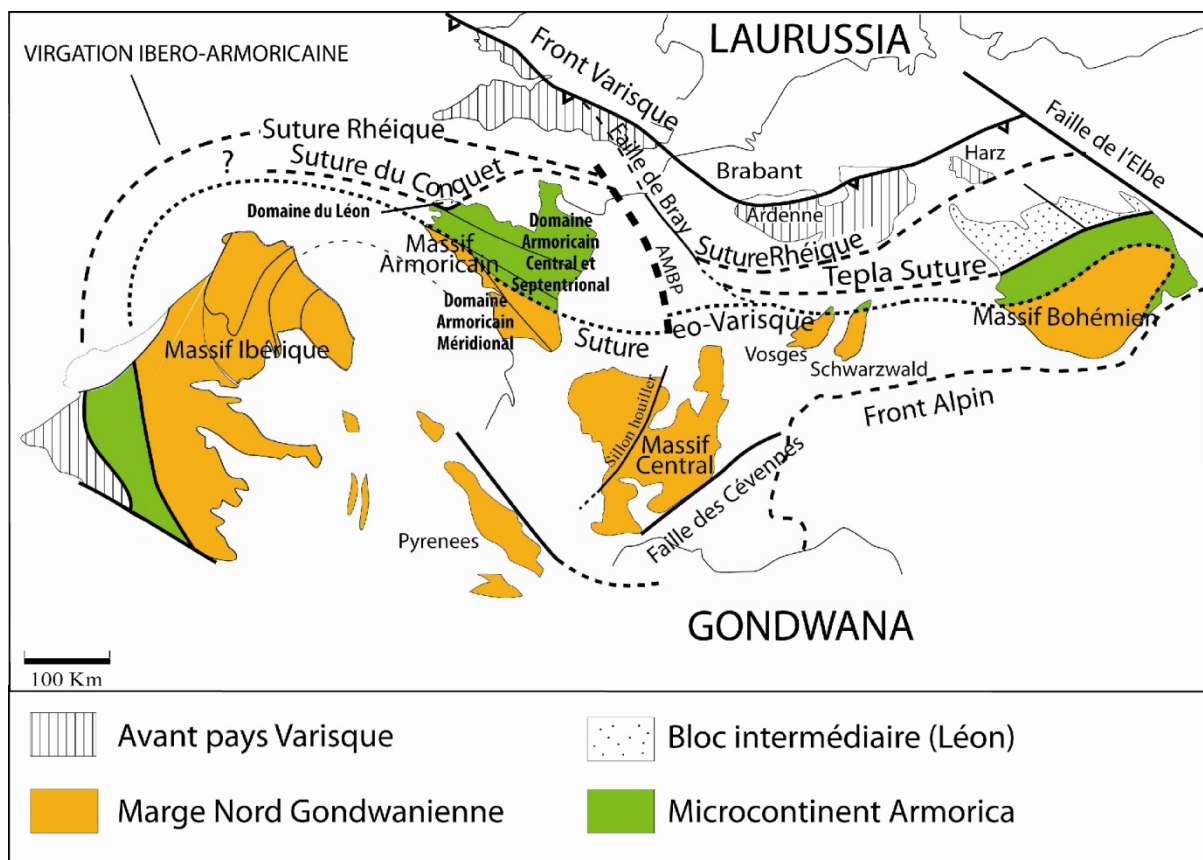


Figure 3 : Carte structurale de la chaîne varisque Ouest Européenne, des différents massifs qui la constituent ainsi que la localisation de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (AMBP) (Turrillot, 2010).

### 1.1.3 Évolution tardi-hercynienne de la chaîne varisque en France

En France, des discontinuités structurales comme le sillon houiller (Figure 3) ou encore l'ouverture de bassins stéphaniens intracontinentaux comme le bassin houiller de St-Etienne caractérisent un événement extensif post-orogénique au Carbonifère supérieur (Turrillot, 2010).

Plusieurs modèles (Bacon et Gray, 1970; Malod, 1989; Malod et Mauffret, 1990; Burg *et al.*, 1994) tentent d'expliquer cette évolution tardi-hercynienne. Celui de Burg *et al.* (1994) invoque, pour la période Viséen-Permien (350Ma-245Ma), une extension syn- à post-épaississement en relation avec l'effondrement gravitaire de la chaîne hercynienne. Cette phase d'extension se déroulerait en deux étapes : (1) du Viséen au Westphalien (350Ma-305Ma) par le réajustement des failles décrochantes lors de la fin de la convergence continentale. Cette période est marquée par une forte érosion des reliefs et la mise en place de grands systèmes fluvio-deltaïques qui s'accompagnent d'un volcanisme acide explosif. (2) du Stéphanién supérieur au Permien inférieur (300Ma-258Ma) par une extension perpendiculairement à la chaîne. La forte activité extensive est accompagnée par la mise en place de coulées volcaniques (Serrano *et al.*, 2006).

Les zones fortement déformées sont constituées de roches d'âge protérozoïque à carbonifère tectonisés et fortement métamorphisés, (exemple du Domaine Sud Armoricaïn) (Turrillot, 2010). Ce sont dans les zones peu déformés par l'orogénèse varisque (exemple du Domaine Centre Armoricaïn), constitués de roches protérozoïques, que vont être enregistré les dépôts paléozoïques (Turrillot, 2010).

## **1.2 LE BASSIN DE PARIS**

### **1.2.1 Structuration du socle du Bassin de Paris : une structuration hercynienne**

La structuration du Bassin de Paris est héritée de l'orogénèse varisque qui présente une structuration en "Y" convergeant vers la partie centrale du bassin (Figure 4). Ces trois directions des linéaments structuraux limitent plusieurs domaines structuraux (Pomerol, 1978; Mégnien, 1980a; Pomerol et Monciardini, 1980; Brunet et Le Pichon, 1982; Curnelle et Dubois, 1986; Pomerol, 1989; Perrodon et Zabek, 1991) qui seront présentés dans le point 2.2.3.

Les trois familles de failles majeures sont orientées NW-SE, SW-NE et N-S (Figure 4) :





### 1.2.2 Discordances stratigraphiques majeures

Le Bassin de Paris (Figure 2) est un bassin intracratonique situé sur la plaque ouest-européenne (Mégny, 1980a; Curnelle et Dubois, 1986; Pomerol, 1989; Brunet, 1991; Perrodon et Zabek, 1991) qui s'initie après un rifting permo-triasique. Par la suite, du fait d'une subsidence thermique long terme, le Bassin de Paris enregistre une sédimentation continue durant les derniers 250Ma (Brunet et Le Pichon, 1982) ce qui constitue une formidable base de données géologiques.

Au cours du Méso-Cénozoïque, l'Europe de l'Ouest a été le siège de nombreuses déformations intraplaques qui ont engendrées la fermeture de l'Océan Téthysien, l'ouverture et la fermeture de la Téthys Alpine, l'ouverture de l'Océan Atlantique, la formation des Alpes et des Pyrénées. Ces événements tectoniques ont été enregistrés par les bassins sédimentaires et ont eu des répercussions sur la distribution des faciès sédimentaires et leurs géométries. Ainsi durant les derniers 250Ma, les bassins sédimentaires ont enregistré des discordances stratigraphiques majeures ainsi que des phases d'érosion reconnues à l'échelle de la plaque Ouest-européenne.

Sept discordances majeures ont été distinguées dans le Bassin de Paris :

**La discordance Hardegsen** (Trusheim, 1961; Röhlings, 1991) est reconnue dans le Bassin de Paris par Bourquin *et al.* (2006). Datée de l'Olénékien (250Ma), elle représente une phase d'extension prononcée observée dans le bassin Germanique qui entraîne un hiatus d'environ 1.5Ma. Dans le Nord-Ouest de l'Europe, cette discontinuité est liée à une importante réorganisation structurale (Geluk et Röhlings, 1998), engendrant la formation du rift principal du Nord-Ouest de l'Allemagne (Röhlings, 1991).

**La discordance Eo-Cimmérienne** a été reconnue par Bourquin et Guillocheau (1996) et datée du Trias supérieur (Intra-Norien ; ~214Ma). Elle serait la conséquence de la subduction de l'Océan Téthysien sous la plaque Eurasiennne au Nord de l'Iran (Dercourt *et al.*, 2000; Shahidi, 2008).

**La discordance Mid-Cimmérienne**, datée de la limite Toarcien/Aalénien (175Ma), a été identifiée dans le Bassin de Paris (Robin, 1997) et sur la plaque Ouest-européenne (Jacquin *et al.*, 1998b). Cet événement est contemporain de l'accrétion océanique de la Téthys Alpine (Stampfli et Borel, 2002; Stampfli et Kozur, 2006), de la phase de rifting au Maroc (Ellouz *et al.*, 2003) et du bombement thermique en Mer du Nord (Underhill et Partington, 1993).

**La discordance Fini-Cimmérienne (Base Cretaceous Unconformity - Jacquin et Graciansky, 1998a)** caractérise la forte érosion de la limite Jurassique/Crétacé (145.5Ma).



Cet événement, décrit et observé à l'échelle de la plaque Ouest-européenne (Underhill et Partington, 1993; Jacquin et Graciansky, 1998b; Ruffell, 2000; Ellouz *et al.*, 2003), a lieu en même temps que l'ouverture de l'Océan Atlantique et le rifting en Mer du Nord (Jacquin et Graciansky, 1998a).

**La discordance Autrichienne**, datée de la limite Albien/Aptien (112Ma – Mégnien, 1980b), est attribuée à l'ouverture du Golfe de Gascogne et à la rotation de l'Ibérie (Vilas *et al.*, 1983).

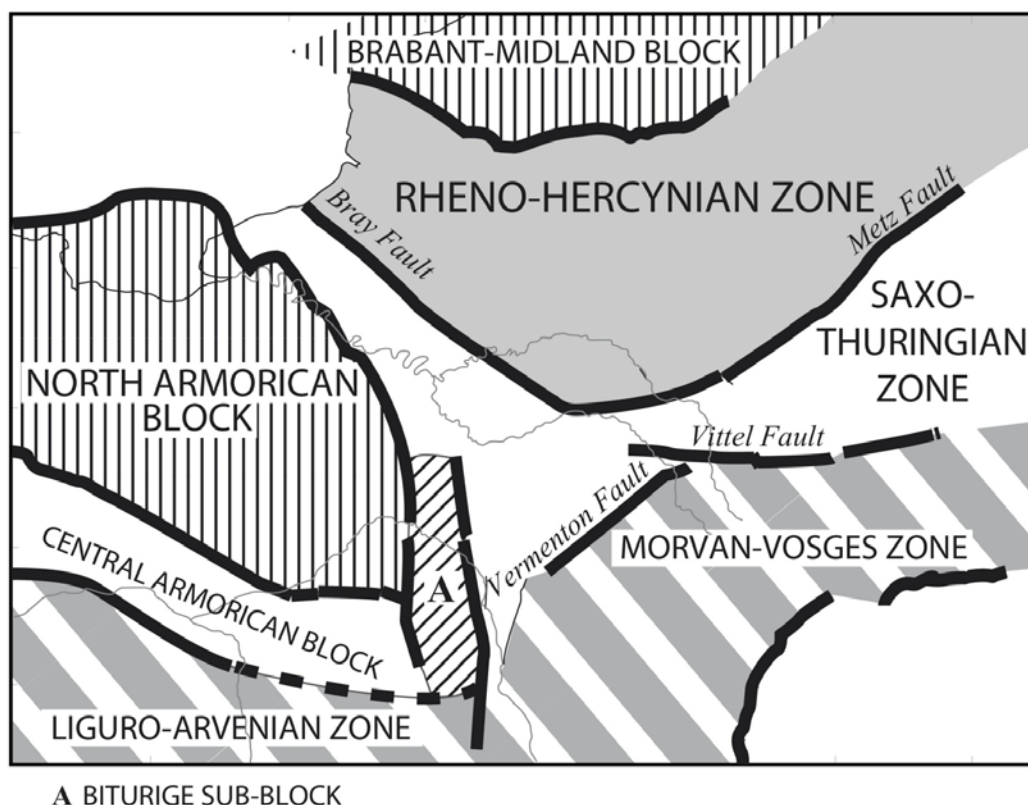
**La discordance Laramide**, datée de la limite Crétacé/Tertiaire (65.5Ma), est une discontinuité majeure causée par la phase de compression Pyrénéenne, liée à la collision des plaques Ibérie/Eurasie. C'est à cette période qu'a lieu la phase d'intense érosion et de continentalisation du Bassin de Paris (Curnelle et Dubois, 1986).

**Les discordances tertiaires** regroupent plus de six périodes d'érosion (Desprez, 1971; Wyns, 1979; Lorenz, 1984; Lefebvre *et al.*, 1994; Gély, 1996; Guillocheau *et al.*, 2000). Le Tertiaire enregistre des dépôts de plus en plus continentaux, avec une dernière incursion marine au Rupélien (Oligocène inférieur – 33.9Ma), conséquences des différentes phases de compression alpines et pyrénéennes (Guillocheau *et al.*, 2000).

### **1.2.3 Présentation des différents domaines structurant le Bassin de Paris**

Le Bassin de Paris, qui hérite de la pré-structuration varisque lors de son initialisation en tant que bassin sédimentaire au Permien, a été l'objet de différentes interprétations structurales (Pomerol, 1978; Debeglia et Debrand-Passard, 1980; Mégnien, 1980b; Pomerol et Monciardini, 1980; Brunet et Le Pichon, 1982; Castaing *et al.*, 1984; Curnelle et Dubois, 1986; Pomerol, 1989; Perrodon et Zabek, 1991; Autran *et al.*, 1994).

Nous retiendrons le découpage du Bassin de Paris défini par Perrodon et Zabek (1991) en cinq grands domaines structuraux délimités par des accidents majeurs (les failles de Bray, Seine, Loire et St-Martin de Bossenay) (Figure 4 et Figure 5) : (1) le **Bloc Nord Armoricaïn** (domaine Centre Armoricaïn et zone liguro-Arvenais) à l'Ouest ; (2) la **Zone Rhéno-Hercynienne** au Nord ; (3) le **domaine Centre Parisien** situé entre la Zone Rhéno-Hercynienne et le Bloc Nord Armoricaïn ; (4) la **Zone Morvano-Vosgienne** au Sud et au Sud-Est de l'actuel Bassin de Paris et (5) la zone **Saxo-Thuringienne** qui se biseaute de l'Est vers le centre du bassin de Paris le long de la faille de Vittel.



**Figure 5 : Schéma structural de la France présentant les principaux domaines structuraux de la France (d'après Autran *et al.*, 1994; Guillocheau *et al.*, 2000; Ballèvre *et al.*, 2009).**

Le **Bloc Nord Armoricain** est délimité au Sud par le grand cisaillement dextre Sud-Armoricain qui a fonctionné du Viséen au Bashkirien. Au Nord et à l'Ouest, il est délimité par les failles de Seine et Sud-Loire ainsi que par l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP). Une série de failles orientées N110 structure le bloc Armoricaire, parallèlement à la faille Nord-Armoricaine.

La **Zone Rhéno-Hercynienne** est limitée au Sud-Est par la faille de Metz, au Sud par les failles de Bray et de Vittel, et au Nord par le Cisaillement Nord Artois. Ce dernier est une anomalie gravimétrique qui traverserait le Bassin de Paris sur plus de 400km et qui se traduirait par des failles relais affectant le socle (Mégny, 1980a). Cette discontinuité majeure est interprétée comme une zone de décrochement dextre qui sépare la Zone Rhéno-Hercynienne du bloc de Brabant.

Le **Domaine Centre-Parisien** se situe entre le bloc Armoricaire, à l'Ouest et la Zone Rhéno-Hercynienne, à l'Est. Ses limites Ouest et Est sont la faille de la Seine/Sud-Loire et la faille de Bray respectivement.

La **Zone Morvano-Vosgienne** est délimitée à l'Ouest par le segment de la faille de socle majeure de St-Martin-de-Bossenay. La faille de Mailly-le-Château, identifiée sur lignes

sismiques (Pomerol, 1980) borne le front Nord-Ouest de ce domaine. Cet accident est surimposé par un linéament gravimétrique majeur, la faille de Tonnerre.

La **Zone Saxo-Thuringienne** se biseaute à l'Ouest dans la partie centrale du Bassin de Paris le long de la faille de Bray-Vittel. Ce bloc est limité au Nord par la faille de Metz.

Deux autres domaines, le bloc du Brabant et le bloc Aquitainien (Figure 5) existent mais ne sont pas à rattacher au Bassin de Paris au sens strict :

Le **bloc Calédonien du Brabant** est situé au Nord. Sa limite Sud est la zone de cisaillement Nord-Artois.

Le **bloc Nord Aquitainien** est délimité à l'Est par le sillon Houiller et au Nord par le grand cisaillement Sud-Armoricain. Une grande structure orientée Nord-Sud est superposée aux failles de Seine et Sud-Loire et continue plus au Sud par le sillon houiller.

#### **1.2.4 Courbes de subsidence et cycles majeurs du Bassin de Paris**

Des études ont caractérisé la subsidence du bassin de Paris du Trias au Crétacé (Brunet et Le Pichon, 1982; Guillocheau, 1991a; Loup et Wildi, 1994) précisée par Robin (1997) et Guillocheau *et al.* (2000) (Figure 6). Guillocheau (1991a) suivi par Jacquin et Graciansky (1998a) suggèrent que la subsidence méso-cénozoïque du Bassin de Paris reflète la superposition de deux processus : une subsidence thermique long-terme et plusieurs phases d'accélération-décélération de subsidence liées aux régimes des contraintes situées aux limites de la partie occidentale de la plaque eurasiennne (Loup et Wildi, 1994; Robin *et al.*, 2000).

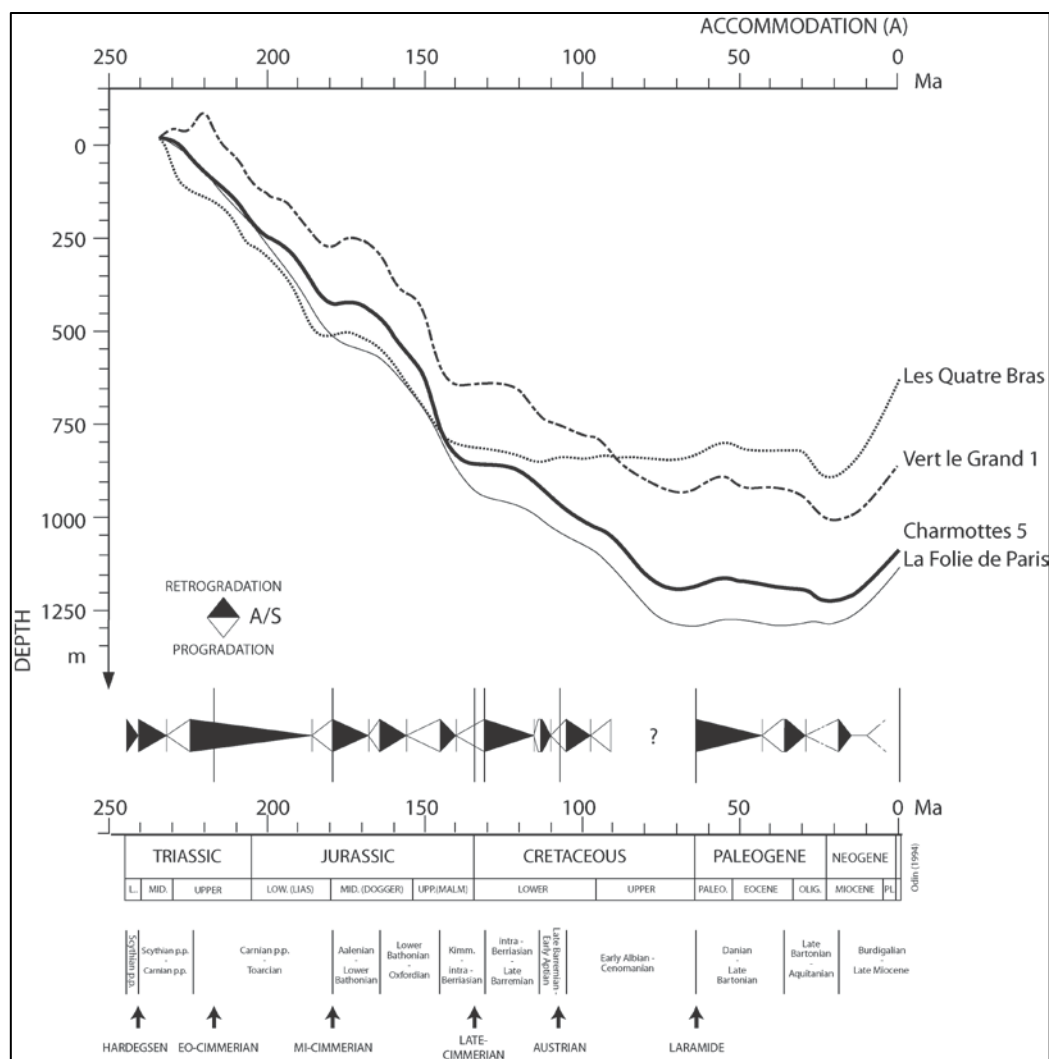


Figure 6: Courbe d'accommodation calculée pour les puits "Les Quatre bras", "Vert-le-Grand 1", "Charmottes 5" et "La Folie de Paris" : corrélations avec les cycles stratigraphiques d'une durée de 10-40 Ma (modifié d'après Guillocheau *et al.*, 2000).

Ainsi, l'histoire du Bassin de Paris peut se résumer en trois épisodes principaux : (1) une période de forte subsidence (Trias/Crétacé) ; (2) une période de faible subsidence (Crétacé supérieur/ Néogène inférieur) et (3) une dernière période de surrection (Néogène inférieure/Quaternaire – collision alpine) (Figure 6).

### 1.2.5 Les cycles stratigraphiques majeurs du Bassin de Paris

D'après Jacquin et Graciansky (1998b), la série sédimentaire du Bassin de Paris serait découpée en quatre cycles séparés par des discontinuités majeures (voir 1.2.2.) enregistrées dans toute l'Europe de l'Ouest (Figure 7) :

- Un premier **cycle Téthysien** (Trias inf.-Norien moyen),

- La discontinuité Eo-Cimmérienne (intra-Norien),
- Un deuxième **cycle Ligure** (Norien moyen-Aalénien inf.),
- La discontinuité Mid-Cimmérienne (Aalénien),
- Un troisième **cycle Mer du Nord** (Aalénien terminal-Crétacé inférieur),
- La discontinuité Fini-Cimmérienne (Crétacé inférieur),
- Un quatrième **cycle Atlantique Nord** (Crétacé inf.-limite Cénomano-Turonien),
- La discontinuité Laramide (Crétacé sup.)

Bourquin *et al.* (2006) définissent un cycle Scythien jusqu'à la discontinuité Hardegsen, suivie d'un cycle Anisien-Carnien jusqu'à la discontinuité Éo-Cimmérienne ce qui rejoint les séquences définies par Jacquin et Graciansky (1998b).

A la différence de Jacquin et Graciansky (1998b) qui segmentent l'évolution du Bassin de Paris en fonction des discontinuités majeures, Guillocheau *et al.* (2000) proposent un nouveau découpage basé sur une analyse des séries sédimentaires par stratigraphie séquentielle (Figure 6). Ainsi, Guillocheau *et al.* (2000) fusionnent les cycles Téthysien et Ligure de Jacquin et Graciansky (1998b) en une seule phase "Scythien-Toarcien", et en créent quatre autres (Aalénien/Tithonien; Berriasien/Aptien supérieur; Albien/Turonien; Turonien terminal/Actuel). Cette nouvelle approche permet de recentrer le bassin de Paris dans la géodynamique globale du craton ouest-européen.

Jacquin et Graciansky (1998b) considèrent que les discontinuités majeures enregistrées à l'échelle du craton ouest-européen ont une origine tectono-eustatique. Guillocheau *et al.* (2000) modulent ces conclusions en considérant que ces cycles, contrôlés par l'héritage de l'expansion permienne, génèrent une subsidence thermique long terme, perturbée par des déformations intraplaques. Ces dernières sont les conséquences d'évènements géodynamiques qui ont lieu dans l'Europe de l'Ouest (ouverture et fermeture de la Téthys Ligure, ouverture de l'Atlantique, collision alpine, pyrénéenne, ...) (Guillocheau *et al.*, 2000).

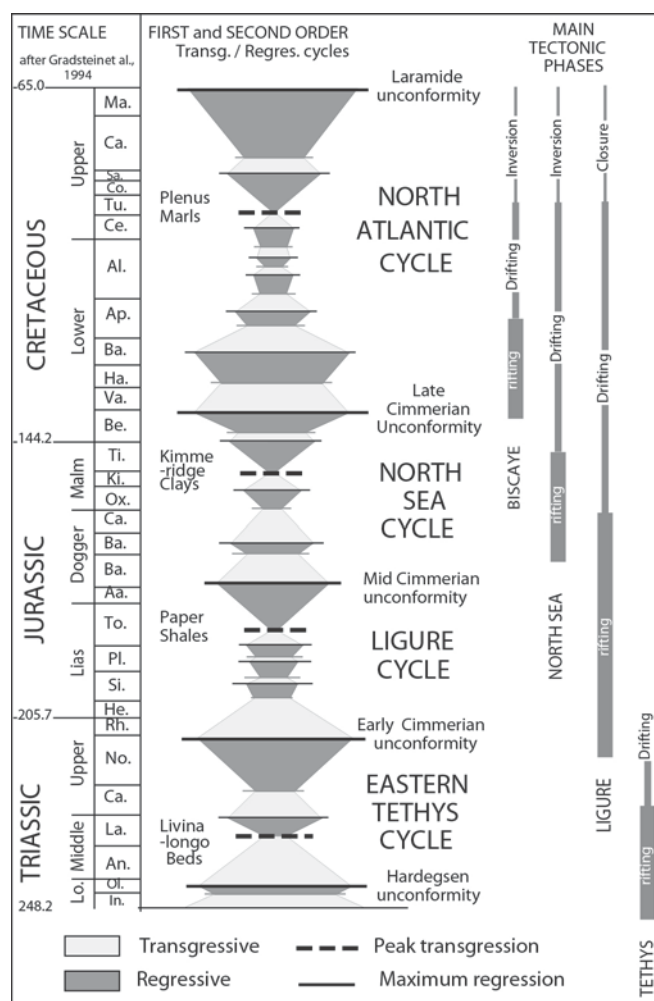


Figure 7 : Évolution stratigraphique du bassin de Paris (d'après Jacquin et Graciansky, 1998).

Au sein de ces différents épisodes de subsidence (Trias-base Crétacé), cinq cycles principaux dans l'évolution du Bassin de Paris ont été retenus d'après le découpage de Guillocheau *et al.* (2000) (Figure 6).

#### 1.2.5.1 Cycle Scythien/Toarcien

La phase **Scythien / Toarcien** est caractérisée par deux discontinuités majeures. Une première intra-Carnienne, liée à la dislocation de la Pangée (Simms et Ruffell, 1990). Ces auteurs mettent en évidence une température élevée liée à une augmentation du CO<sub>2</sub> atmosphérique. Le CO<sub>2</sub> produit serait causé par une activité volcanique en rapport avec la dislocation de la Pangée. La seconde discontinuité intra-Norienne est associée à l'événement Eo-Cimmerian I de Ziegler (1990). La discontinuité intra-Norienne est interprétée comme le résultat de changement du régime de déformation intra-plaque, en réponse à la fermeture du bassin d'arrière-arc de la Mer Noire (Guillocheau *et al.*, 2000). La limite Rhétien/Hettangien

est aussi contemporaine de la discontinuité Éo-Cimmerian II de Ziegler (1990), en lien avec le mouvement des masses continentales au moment de l'éclatement de la Pangée.

#### 1.2.5.2 Cycle Aalénien/Tithonien

La phase **Aalénien/Tithonien** est caractérisée par une discontinuité majeure au Toarcien sommital-base Aalénien (discordance Mid-Cimmérienne de Ziegler, 1990) qui enregistre les premiers stades de la mise en place du bombement thermique lié au rifting de la mer du Nord. Au Dogger, la Pangée se sépare en trois masses continentales (Laurasia, Gondwana Est et Ouest) simultanément du début de l'ouverture de l'océan Atlantique Central daté de la fin du Jurassique inférieur (175.6Ma - Olivet *et al.*, 1984), début du Jurassique moyen (Klitgord et Schouten, 1986; Davison, 2005). La déformation grande longueur d'onde (plusieurs milliers de kilomètres), résultant du rifting et de l'ouverture de l'Atlantique, est associée à une progradation (Callovo-Oxfordien) et aggradation (Kimméridgien-Tithonien) des plates-formes carbonatées (Guillocheau *et al.*, 2000). Un changement dans la production carbonatée est mis en évidence à la fin du Dogger qui passe d'oolithique au Bathonien (Durllet *et al.*, 2001; Dromart *et al.*, 2003; Brigaud *et al.*, 2009) à récifal pendant l'oxfordo-kimméridgien (Guillocheau *et al.*, 2000; Carpentier, 2004; Carpentier *et al.*, 2006; Carpentier *et al.*, 2007; Carpentier *et al.*, 2010). Ce changement est relié à l'ouverture océanique de la Téthys Ligure et la mise en place de la marge passive de l'océan Ligure (Guillocheau *et al.*, 2000).

#### 1.2.5.3 Cycle Berriasien/Aptien supérieur

Le **Berriasien/Aptien supérieur** est caractérisé par un changement du système sédimentaire (de carbonaté à silicoclastique – Guillocheau *et al.*, 2000) et par deux discontinuités majeures remarquables dans toute l'Europe de l'Ouest : au Crétacé inférieur (événement tardi-cimmériens de Ziegler, 1990) et à l'Albien supérieur. Ces événements sont enregistrés dans l'Europe de l'Ouest comme dans le bassin du Wessex (discontinuité Aptien terminal-Albien basal). Ces événements sont concomitants des premiers stades de l'extension puis de l'accrétion océanique du Golfe de Gascogne (Guillocheau *et al.*, 2000).

#### 1.2.5.4 Cycle Albien/Turonien terminal

La phase **Albien/Turonien terminal** est caractérisée par un taux élevé de création d'espace d'accommodation. De fait, la discontinuité datée de l'Aptien terminal, coïncide avec une phase de réorganisation de la subsidence (Guillocheau *et al.*, 2000). De plus un onlap général des sédiments (*Sables verts* apto-albiens) est enregistré de l'Ouest vers le Nord-Est. Le système sédimentaire change au cours du Cénomani (de silicoclastique à carbonaté). Cependant, cette transition entre les *Marnes grises* (Albien supérieur) et la *Craie*

(Cénomaniens) est diachrone. Il semble en effet que ces sédiments soient produits par deux systèmes différents : à l'Ouest un système deltaïque progradant limité à l'Est par la faille de Sennely-Seine et une plate-forme carbonatée isolée progradante vers le Sud-Est où les sédiments d'âge Cénomaniens se déposent sur le socle armoricain (Guillocheau *et al.*, 2000).

#### **1.2.5.5 Cycle Turonien terminal/Actuel**

Le cycle **Turonien terminal/Actuel** est caractérisé par une phase de by-pass à l'Oligocène supérieur/Pléistocène inférieur puis par une surrection et par une érosion généralisée (au Pléistocène moyen et supérieur) dans un système en compression (Guillocheau *et al.*, 2000). Trois périodes de compression ont été identifiées par ces auteurs : (1) durant le Crétacé terminal (phase Sub-hercynienne et Laramide) ; (2) du Lutétien à l'Oligocène inférieur (phase Pyrénéenne) et (3) au Miocène supérieur (phase Alpine). Cependant, à l'Oligocène inférieur, une phase d'extension permet le développement des rifts ouest-européens.

#### **1.2.6 Les grands systèmes sédimentaires du Bassin de Paris**

Le Bassin de Paris se forme au cours du Stéphanien, période durant laquelle une phase d'extension est enregistrée, entraînant la formation des premiers grabens et sillons houillers (Mégny, 1980a; Perrodon et Zabek, 1991). D'après les données de puits pétroliers et des cartes d'anomalies magnétiques, les bassins permien sont localisés aux abords de grandes structures (failles de Bray-Vittel), le long des décrochements armoricains et du sillon Houiller de la basse Loire (Mégny, 1980 ; Figure 8). Ces bassins influenceraient la structure même des bassins triasiques et liasiques (Debeglia et Debrand-Passard, 1980; Perrodon et Zabek, 1991).



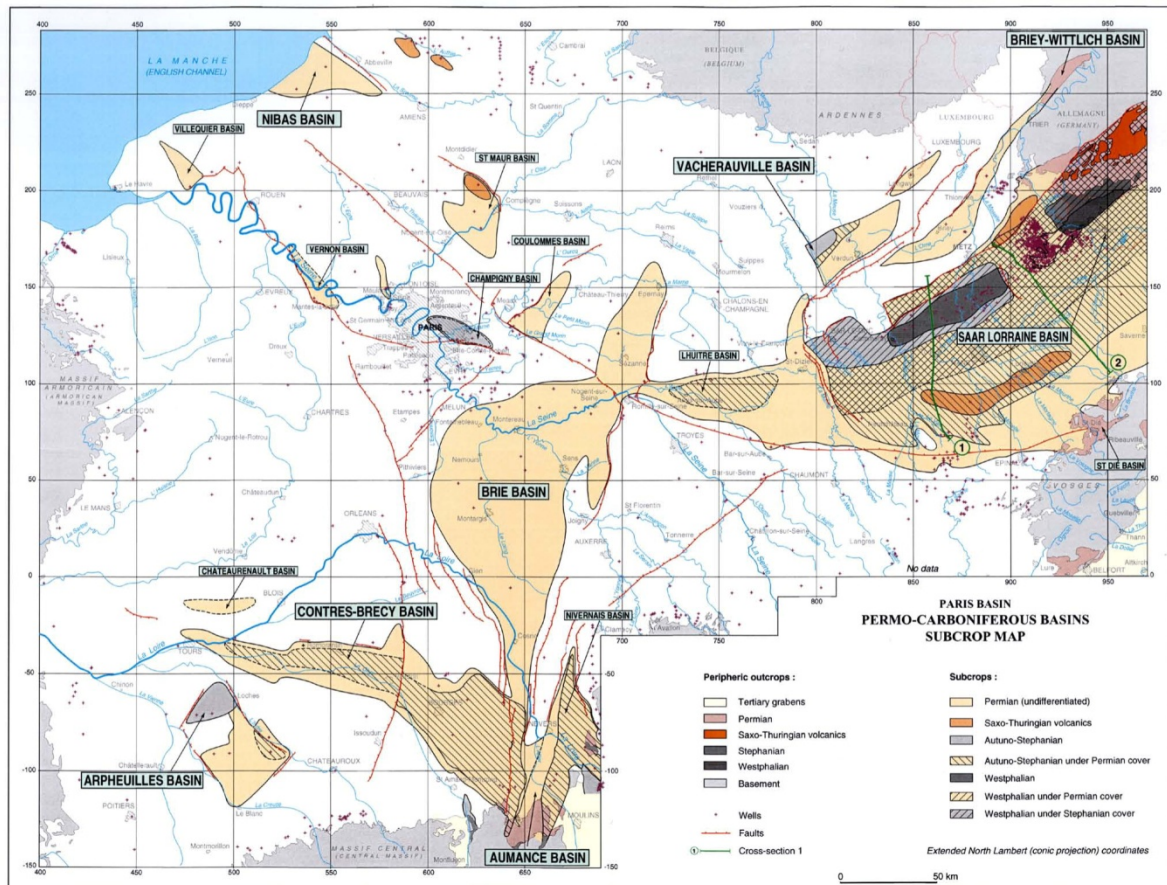


Figure 8 : Cartographie des bassins Permo-Carbonifère du Bassin de Paris (d'après Delmas *et al.*, 2002).

#### 1.2.6.1 Trias inférieur/Trias supérieur : environnements continentaux

Au **Trias**, le Bassin de Paris enregistre des dépôts détritiques, fluviaux où les dépocentres semblent localisés en petits bassins, limités par des failles majeures (failles de Metz, Vittel). Ces premiers dépôts sont contemporains du début de la subsidence thermique du bassin de Paris, résultat de l'expansion permienne liée à l'effondrement de la chaîne varisque. Ceci se traduit par des vitesses d'accommodation de 30 à 40m/Ma (Priac, 1999; Guillocheau *et al.*, 2000; Bourquin *et al.*, 2002).

#### 1.2.6.2 Trias supérieur/Lias : première incursion marine

A partir du **Trias supérieur**, une première incursion marine restreinte est enregistrée. D'importants dépôts salifère (principalement anhydrite ; Guillocheau *et al.*, 2000; Bourquin *et al.*, 2009) sont repérés (~150m dans le Bassin de Paris) principalement localisés aux abords des grands accidents attestant d'une tectonique active à cette période (Curnelle et Dubois, 1986).

Puis l'incursion marine devient définitive à partir du Lias inférieur jusqu'à l'épisode d'enneigement massif du Lias supérieur (Mégny, 1980b). Le bassin de Paris passe progressivement d'un système sédimentaire détritique au Trias à un système carbonaté au Lias puis devient très marneux et anoxique au Toarcien avec les Schistes Carton, roche mère du Bassin de Paris.

La distribution spatiale des dépocentres est très large, localisée sur l'ensemble du Bassin de Paris avec des vitesses d'accommodation moyennes (entre 0 et 30m/Ma) avec parfois des accélérations comme au Toarcien où des vitesses jusqu'à 80m/Ma sont enregistrées (Robin, 1997; Guillocheau *et al.*, 2000).

#### 1.2.6.3 Dogger/Jurassique supérieur : système carbonaté

La **limite Lias/Dogger** marque l'installation des premières plates-formes carbonatées d'abord bioclastique au Bajocien puis oo-bioclastiques au Bathonien. Après l'arrêt de la production carbonatée au cours du Callovien, contemporain d'un haut niveau marin relatif, une nouvelle plate-forme carbonatée s'installe à l'Oxfordien. Elle est principalement constituée de récifs et de fortes accumulations de boues carbonatées. La tendance de cette plate-forme carbonatée est à la progradation durant l'Oxfordien, suivie d'une aggradation au cours du Kimméridgien (Guillocheau *et al.*, 2000). C'est lors de cette période que le Bassin de Paris enregistre sa plus forte vitesse d'accommodation (20-60m/Ma – Guillocheau *et al.*, 2000; Robin *et al.*, 2000). Puis les faciès deviennent de plus en plus proximaux allant de boues calcaires de domaine marin ouvert à des dépôts de plaine côtière qui s'achèvent par la discordance Fini-cimmérienne (Ziegler, 1990) à la limite Jurassique/Crétacé.

#### 1.2.6.4 Crétacé inférieur/Aptien : système terrigène

La **limite Jurassique/Crétacé** marque le passage des systèmes carbonatés jurassiques à des systèmes terrigènes au Crétacé (environnements deltaïques et de plaine côtière) (Mégny, 1980b; Guillocheau *et al.*, 2000). D'après Guillocheau *et al.* (2000), durant le Crétacé inférieur, les vitesses d'accommodation sont très faibles (0-10m/Ma).

#### 1.2.6.5 Aptien : système crayeux

Le **Crétacé supérieur** est caractérisé par une réorganisation majeure de la paléogéographie du Bassin de Paris. A l'Albien, les systèmes de type silicoclastiques dominés par des dépôts deltaïques passent à des faciès marin ouverts à l'Albien moyen/supérieur. Au Cénomani, les dépôts sont principalement dominés par des plates-formes carbonatées crayeuses (Mégny, 1980b; Le Solleuz, 2003; Lasseur, 2007).

Les vitesses d'accommodation sont de l'ordre de 10 à 40m/Ma. Au Campanien, une chute des vitesses d'accommodation est enregistrée (0-4m/Ma), en relation avec les premières phases compressives pyrénéennes (Robin, 1997; Robin *et al.*, 2000).

#### **1.2.6.6 Tertiaire : système mixte terrigène/carbonaté**

Le Tertiaire enregistre une continentalisation des dépôts sédimentaires. Les faciès marins du Lutétien (Gély et Lorenz, 1991) passent à des faciès lacustres à l'Oligocène puis à des faluns (Miocène inférieur) jusqu'à des dépôts alluviaux au cours du Miocène (Mégrien, 1980b).

La création d'espace d'accommodation est quasi nulle durant cette période avec de nombreuses phases d'érosions (Priac, 1999) qui deviennent généralisées au Pléistocène moyen et supérieur dans un système en compression (Guillocheau *et al.*, 2000).

### **1.3 LE BASSIN D'AQUITAINE**

#### **1.3.1 Histoire géodynamique du Bassin d'Aquitaine**

Le Bassin d'Aquitaine constitue le bassin d'avant-pays Nord pyrénéen. Ce bassin enregistre depuis le Trias les mouvements relatifs des plaques Ibérie et Eurasie, autrement dit les effets successifs de l'expansion océanique de la Téthys Ligure, de l'Atlantique Nord, du golfe de Gascogne ainsi que la rotation du bloc Ibérique (Choukroune, 1976; Curnelle, 1983; Brunet, 1991).

L'évolution du Bassin d'Aquitaine est contrôlée par les structures héritées de l'histoire des hercynienne des Pyrénées (Figure 9). L'extension, initiée au début du Permien et accentuée au Trias, provoque une subsidence importante du Bassin d'Aquitaine (Curnelle et Dubois, 1986).

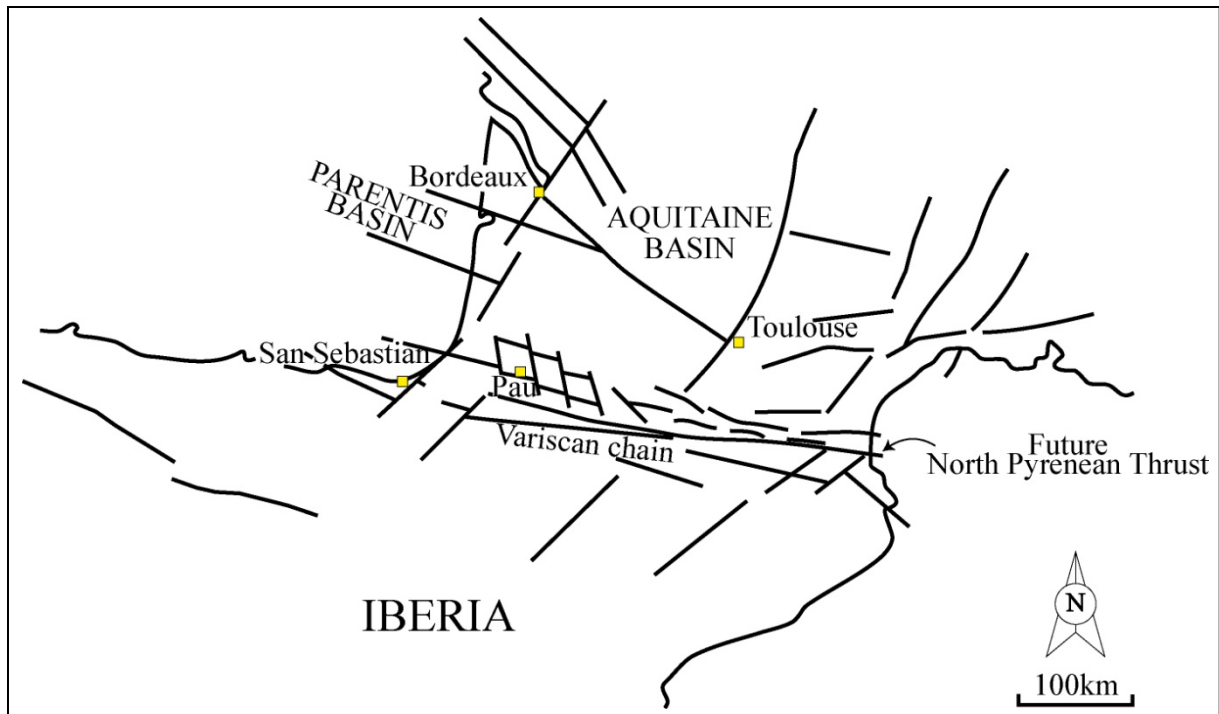


Figure 9 : Carte de l'héritage structural ante-mésozoïque du Bassin d'Aquitaine. Les directions principales des failles sont : N40, N100 et N160 (modifié d'après Bourrouilh *et al.*, 1995).

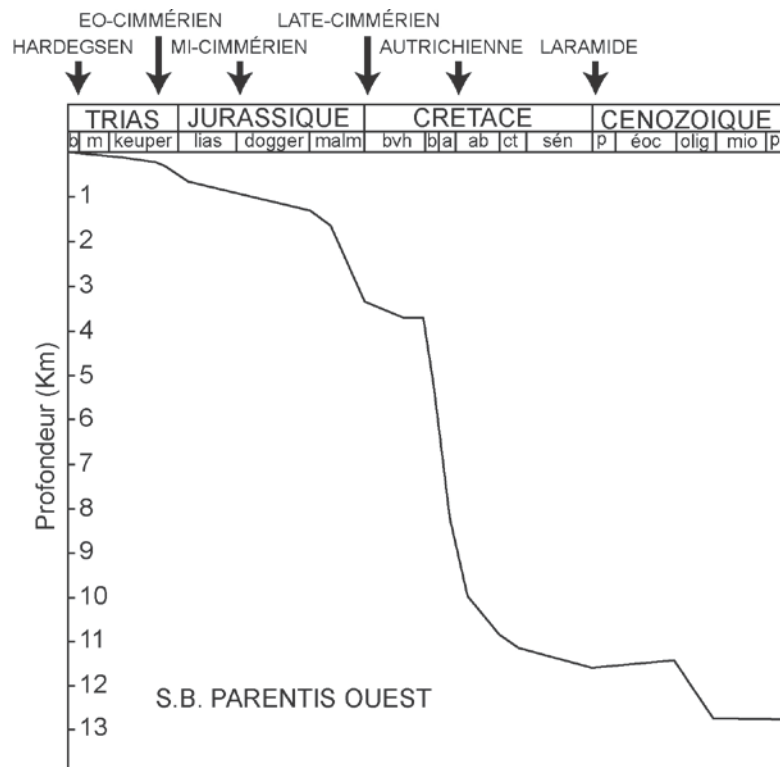


Figure 10 : Courbe de subsidence totale avec correction du niveau marin absolu et de la profondeur d'eau pour le bassin de Parentis ainsi que les grandes discontinuités enregistrées par les bassins ouest-européens (modifié d'après Brunet, 1991)

Les courbes de subsidence du Bassin d'Aquitaine (Brunet et Le Pichon, 1982; Brunet, 1991) présentent plusieurs phases d'accélération-décélération qui sont, comme pour le Bassin de Paris, à relier aux changements de régimes de contraintes en limite de la partie occidentale de la plaque Eurasienne et plus particulièrement à l'évolution de la plaque ibérique (Figure 10).

D'après les courbes de subsidence présentées par Brunet (1991) (Figure 10), le bassin de Parentis (bassin le plus proche du Seuil du Poitou) présente **quatre périodes de faible subsidence** (Trias/Dogger; Berriasien à Hauterivien; Albien/Oligocène inférieur; Miocène supérieur/Actuel) séparées par **deux périodes de forte subsidence** (Jurassique supérieur; Barrémien/Albien) et une **dernière période d'accélération plus légère** que les deux précédentes (Oligocène supérieur/Miocène).

La période d'accélération de subsidence fini-Jurassique est à mettre en relation avec la discordance fini-cimmérienne et la rotation de l'Ibérie qui provoque une extension NNE-SSW le long d'accidents N150 pouvant jouer en failles normales (Brunet, 1991).

L'accélération de subsidence Barrémien-Albien est à mettre en relation avec la discordance Autrichienne et l'ouverture du Golf de Gascogne qui débute fin Aptien.

La dernière accélération de subsidence (Oligocène supérieur/Miocène) est à mettre en relation avec la tectonique salifère liée à la compression pyrénéenne (Brunet, 1991).

### **1.3.2 Les grands stades de l'évolution du Bassin d'Aquitaine**

Les bassins de Paris et d'Aquitaine ont une histoire commune jusqu'à une individualisation lors de l'ouverture du Golfe de Gascogne qui débute fin Aptien. Cinq stades d'évolution du Bassin d'Aquitaine peuvent être différenciés dont les deux premiers sont similaires à l'évolution du Bassin de Paris (Desegaulx et Brunet, 1990) :

- Stade **rifting intracontinental** (Trias / Hettangien)
- Stade **bassin intracratonique** (Lias moyen / Tithonien)

La période de transition s'effectue du Néocomien à l'Aptien terminal via l'ouverture du Golfe de Gascogne qui transforme l'Ouest du Bassin d'Aquitaine en rift et marge passive :

- Stade **transtensif** (Néocomien à Aptien terminal/Intra Albien?)

C'est après cet événement que les bassins de Paris et d'Aquitaine vont évoluer de manière différente avec une phase transpressive lié à la rotation du bloc Ibérie :

- Stade **transpressif** (Cénomaniens / Maastrichtien?)

Ce stade correspond à une flexure moyenne longueur d'onde dont l'axe est orienté NW-SE et NS. Cette flexure s'accompagne d'anticlinaux synsédimentaires de courte longueur d'onde (Serrano, 2001).

Puis le dernier stade d'évolution du Bassin d'Aquitaine correspond à la phase Pyrénéenne :

➤ **Stade compressif** (Paléocène? à actuel)

Ce stade est caractérisé par deux périodes distinctes dont la période est caractérisée par une continentalisation généralisée (Serrano, 2001) :

- Paléocène / Yprésien inférieur : initiation du bassin compressif
- Yprésien moyen / Priabonien : comblement du bassin compressif

### 1.3.2.1 Trias : rifting

Le Trias est marqué par différentes phases d'initiation du rifting de l'Atlantique central associée à des remontées magmatiques (Curnelle *et al.*, 1980; Curnelle, 1983; Curnelle et Dubois, 1986) dont le volcanisme est daté du Trias supérieur (Thiébaud, 1973).

La phase d'extension qui débute au Permien s'accroît au Trias. Le Bassin d'Aquitaine est séparé en deux par la Flexure Celtaquitaine orientée WNW-ESE (de direction Pau-Biscarosse) (Brgm *et al.*, 1974). Au Nord, une plate-forme stable se développe, peu épaisse, à sédimentation détritique alors qu'au Sud, un bassin subsident enregistre une épaisse série évaporitique (Figure 11 – Serrano, 2001).

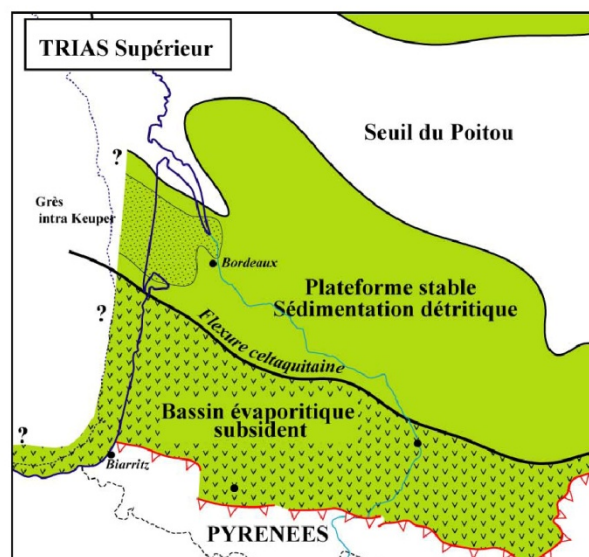


Figure 11 : Carte paléogéographique du Trias supérieur d'après Brunet (1991) modifiée par Serrano *et al.*, (2006).

Le bassin triasique est orienté suivant une direction WNW/ESE entre la Faille Nord Pyrénéenne et la Flexure Celtaquitaine.

### **1.3.2.2 Jurassique : bassins intracratoniques**

On observe au Jurassique, un changement paléogéographique par rapport au Trias, avec l'installation d'une grande plate-forme carbonatée recouvrant l'ensemble du domaine Aquitain.

Au Lias, les dépôts sont principalement évaporitiques puis dolomitiques et évoluent au Dogger et au Malm, vers des dépôts de plate-forme carbonatée peu profonde (Brunet, 1991; Serrano, 2001; Serrano *et al.*, 2006). Au cours de l'Oxfordien terminal/Kimméridgien, des sous-bassins se forment le long de directions N100-130 en lien avec une phase d'extension NE-SW (d'après Boillot et Capdevila, 1977; Montadert, 1984; Boillot, 1986) ou NW-SE (d'après Curnelle *et al.*, 1980). A la fin du Jurassique, le bassin est partiellement émergé (présence d'anhydrite, de charbon et de sédiments silicoclastiques) (Serrano *et al.*, 2006).

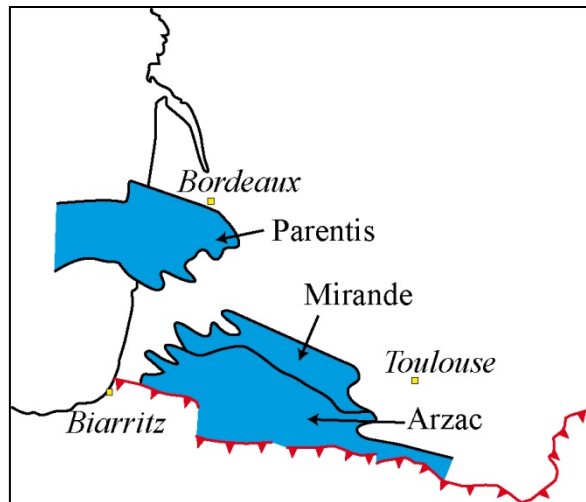
Cette période correspond à la phase Tardi-Cimmérienne de Ziegler (1990) (équivalente à la BCU - Base Cretaceous Unconformity de Jacquin et Graciansky, 1998b). C'est aussi durant cette période (Portlandien) que s'enregistre les premiers mouvements halocinétique le long d'accidents de socle (Brgm *et al.*, 1974; Mauriaud, 1987).

### **1.3.2.3 Crétacé inférieur : stade transtensif**

Le Crétacé inférieur marque le passage d'un système à plate-forme unique à un système de bassins différenciés. Il est marqué par une sédimentation discontinue et des érosions locales concomitant d'un changement de régime tectonique, qui passe d'extensif à transtensif (Serrano *et al.*, 2006).

Au Néocomien-Aptien inférieur, une sédimentation continentale se dépose au niveau des Pyrénées Occidentales, contrôlée par des failles normales NW-SE. Au niveau des Pyrénées Centrales se développe une plate-forme carbonatée urgonienne avec une ouverture vers la Téthys (Serrano *et al.*, 2006).

A l'Aptien et à l'Albien, l'ouverture du Golf de Gascogne, combinée au déplacement de la plaque Ibérie vers l'Est, entraîne un régime transtensif NNW-SSE (Serrano *et al.*, 2006). Ce régime tectonique va provoquer l'individualisation de trois bassins en pull-apart (Parentis, Arzacq et Mirande).



**Figure 12 : Localisation des bassins de Parentis, Mirande et Arzac, créés lors de l'ouverture du Golfe de Gascogne**

Ces bassins (de direction N110 à N140) sont caractérisés par un taux de sédimentation élevé et un taux de subsidence très élevé (jusqu'à 130m/Ma à l'Albien; Desegaulx et Brunet, 1990).

#### 1.3.2.4 Crétacé supérieur : stade transpressif

Au Crétacé supérieur, le régime des contraintes va passer d'un système extensif à un système compressif. A la fin du Crétacé inférieur/début du Crétacé supérieur, des décrochements senestres N110 à N120 se mettent en place en relation avec l'ouverture océanique du Golfe de Gascogne ce qui a pour effet de modifier la structure des bassins d'Aquitaine (Peybernès et Souquet, 1984).

Au sein des trois bassins précédemment cités, se déposent les "Flyschs noires" albo-cénomaniens (Peybernès et Souquet, 1984), contemporains de l'activité décrochante senestre de la Faille Nord Pyrénéenne associée à un magmatisme alcalin, du pic de métamorphisme (Choukroune, 1976) et du diapirisme évaporitique du sel triasique (Henry et Zolnaï, 1971).

Du Cénomaniens au Santonien, les plates-formes carbonatées du domaine Nord Pyrénéen enregistrent une transgression au Cénomaniens, un approfondissement au Cénomaniens supérieur/Turonien puis une régression au Sénonien inférieur (Serrano *et al.*, 2006). Les taux de subsidence sont variables allant de 1 à 32m/Ma (Desegaulx et Brunet, 1990)

### 1.4 LE SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS

Le Sud-Ouest du bassin de Paris est une zone charnière entre le bassin de Paris et le bassin d'Aquitaine. En effet, cette zone clé enregistre l'histoire commune du bassin d'Aquitaine et du



bassin de Paris avant l'ouverture du golfe de Gascogne. C'est après cet événement que ces deux bassins vont évoluer de manière différente.

#### **1.4.1 Les failles majeures structurant le Sud-Ouest du Bassin de Paris**

**Le fossé des failles de la Loire**, qui limite l'Est du domaine Armoricaïn (Figure 4), présente des failles principalement synsédimentaires. Elles jouent pour la première fois au Westphalien en failles décrochantes sénestres avec un pendage vers l'Est en régime d'extension puis une seconde fois durant le Stéphanien (Weber, 1972; Lerouge et Quenardel, 1985; Autran *et al.*, 1986; Freytet *et al.*, 1986; Lerouge et Freytet, 1988; Burg *et al.*, 1990; Rolin et Stussi, 1991; Autran *et al.*, 1994). Elles rejoueront en failles normales du Trias au Dogger, puis en failles inverses au cours de l'Éocène (Lorenz *et al.*, 1984; Lorenz *et al.*, 1985) jusqu'au Quaternaire (Debrand-Passard *et al.*, 1992).

**La faille de Sennely** limite l'Est du bloc Armoricaïn (Figure 4 et 5). Cette faille reconnue pour la première fois au travers de lignes sismiques par Héritier et Villemin (1971), est de direction subméridienne à pendage Ouest avec un rejeu d'environ 500m (Héritier et Villemin, 1971; Debeglia et Debrand-Passard, 1980; Benard *et al.*, 1985; Gély *et al.*, 1992; Lorenz, 1992b). La faille de Sennely joue en faille normale du Permien au Jurassique supérieur puis, à partir du Crétacé en faille transpressive (Debeglia et Debrand-Passard, 1980). Sa dernière activité est datée par Desprez (1971) du Burdigalien.

Gély *et al.*, (1992) propose que **la faille du Cher** serait la continuation sud de la faille de Sennely (Figure 4). La faille du Cher joue en faille normale à pendage Est du Trias au Dogger et pendant le Paléogène (Gély *et al.*, 1992). D'après Lablanche (1982), cette faille limiterait un bassin en héli-grabben au Paléogène.

**La faille de Sancerre** limite l'Est du Sous-Bloc Biturige (Figure 4). D'après Debeglia et Debrand-Passard (1980) c'est un accident sinueux qui aurait deux orientations préférentielles N20° et N160°.

Le Bloc Armoricaïn a été individualisé en un **sous-bloc Biturige** par Debeglia et Debrand-Passard (1980) (Figure 5). Ce sous-bloc est limité à l'Ouest par la faille de Sennely (considérée comme un accident majeur) et à l'Est par le sillon des failles de la Loire (Debeglia et Debrand-Passard, 1980). Le sous-bloc Biturige préserve un plus grand espace d'accommodation au cours du temps que le domaine Armoricaïn. Ainsi, il a été observé que durant le Toarcien supérieur (zone à *Pseudorasiosia/Aalensis*) une épaisseur de sédiments plus importante a été préservée dans cette zone alors qu'à l'Aalénien et au Callovien moyen, cette zone enregistre un faible taux d'accumulation (Guillocheau *et al.*, 2000).

### 1.4.2 Litho- et biostratigraphie

Les datations du Trias sont relativement peu existantes ce qui est principalement dû au nombre très restreint d'affleurements dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris mais aussi parce que le Trias est caractérisé par des dépôts continentaux fluviaux. La plupart des datations robustes du Trias ont été réalisées sur le puits de Couy<sup>1</sup> par Adloff *et al.* (1987) lors du programme Géologie Profonde de la France. La stratigraphie du Jurassique du Sud-Ouest du Bassin de Paris est bien connue. Cependant la nomenclature lithostratigraphique n'est pas homogénéisée variant d'une carte géologique à l'autre (voir annexe 1 – Tableau 2). Les formations liasiques ont été décrites par Mousterde (1952). Malheureusement, les éléments de datations sont souvent manquants (surtout pour l'Hettangien). Les formations du Dogger ont été bien décrites par Mousterde (1952) mais encore une fois, les datations restent imprécises.

Cependant, la lithostratigraphie du Jurassique supérieur a été décrite avec précision et datée grâce aux travaux de Debrand-Passard (1982).

### 1.4.3 Systèmes sédimentaires et dépôts associés

Les premiers dépôts enregistrés dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris sont des conglomérats permien (Figure 13) avec des argiles rouges suivis par les dépôts triasiques caractérisés par des grès et argiles qui proviendraient de l'érosion de l'orogénèse hercynienne (Mégny, 1980a; Mégny, 1980b; Adloff *et al.*, 1987; Adloff *et al.*, 1992). La limite Hettangien/Sinemurien marque la transition entre le système silicoclastique du Trias et celui carbonaté du Lias. Ce système carbonaté est pleinement fonctionnel avec le développement de plates-formes carbonatées d'abord bioclastiques (Bajocien) puis oolithiques (Bathonien). Les plates-formes carbonatées du Jurassique moyen sont connues pour être isolées et séparées par des domaines d'offshore. Quelques phases d'émersion ont été reconnues dans la région du Poitou (Mourier, 1983) et dans le Berry au travers d'épiginies de gypse, des évidences stromatolithiques et des fentes de dessiccation interstratifiées dans le Bajocien supérieur/Bathonien inférieur (Arbey et Lorenz, 1986; Barrier et Bourcier, 2000). Après un épisode argileux au Callovien, l'Oxfordien est marqué par le développement et la progradation d'une plate-forme carbonatée principalement composée de coraux et de calcaires argileux. Puis, cette plate-forme carbonatée est caractérisée par une forte aggradation au cours du Kimméridgien (Debrand-Passard *et al.*, 1978a; Debrand-Passard *et al.*, 1978b; Debrand-Passard et Menot, 1979; Hantzpergue et Debrand-Passard, 1980b; Debrand-Passard, 1982; Debrand-Passard, 1995). Enfin des calcaires gréseux à interlits argileux sont les derniers dépôts conservés du Jurassique supérieur sous la BCU (Base Cretaceous Unconformity), discordance majeure à la limite Jurassique/Crétacé.

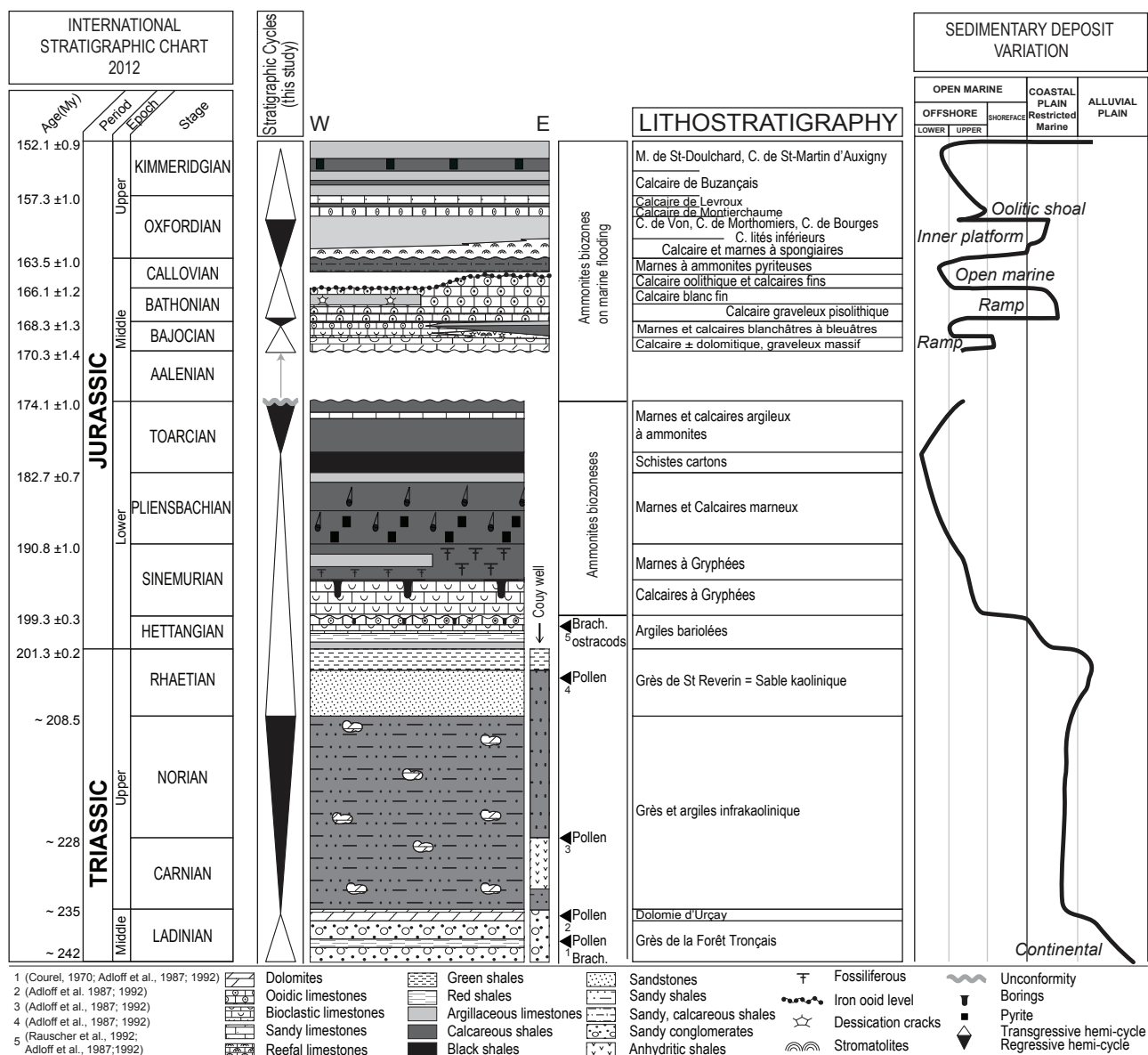


Figure 13 : Charte stratigraphique des systèmes sédimentaires du Sud-Ouest du Bassin de Paris.



---

# **CHAPITRE II**

## **METHODOLOGIE**

### **ET DONNEES DISPONIBLES**

---

<b>CHAPITRE 2. METHODOLOGIE ET DONNEES DISPONIBLES .....</b>	<b>43</b>
<b>2.1 Données disponibles .....</b>	<b>43</b>
2.1.1 Affleurements.....	43
2.1.2 Banque de données du Sous-Sol (BSS) .....	44
2.1.3 Puits pétroliers.....	46
2.1.4 Lignes sismiques .....	46
<b>2.2 Nomenclature lithostratigraphique : de l'affleurement aux puits pétroliers.....</b>	<b>47</b>
2.2.1 Homogénéisation de la nomenclature du Sud-Ouest du Bassin de Paris .....	47
2.2.2 Reconnaissance d'une formation sur les puits diagraphiés.....	48
<b>2.3 Biostratigraphie.....</b>	<b>51</b>
<b>2.4 Sédimentologie.....</b>	<b>51</b>
2.4.1 Données de terrain : analyse des faciès sédimentaires.....	51
2.4.2 Données de subsurface.....	52
2.4.2.1 Notion de faciès diagraphique.....	52
2.4.2.2 Faciès diagraphique calé sur déblais ("cuttings") .....	52
<b>2.5 Stratigraphie séquentielle.....</b>	<b>52</b>
2.5.1 Les principes de la stratigraphie séquentielle.....	52
2.5.2 L'accommodation .....	53
2.5.3 Le stacking pattern .....	53
2.5.1 Corrélations diagraphiques.....	53
<b>2.6 Stratigraphie sismique.....</b>	<b>54</b>
<b>2.7 Cartes d'isopaques .....</b>	<b>55</b>
2.7.1 Méthode d'interpolation par courbure minimum.....	55
2.7.2 Méthode de conversion Temps/Profondeur .....	56

## **Chapitre 2. METHODOLOGIE ET DONNEES DISPONIBLES**

---

Cette étude est basée sur une vingtaine de planches de corrélations de l'affleurement jusqu'aux puits pétroliers en passant par l'intermédiaire de forages d'eau (BSS) (Figure 15).

Les données d'affleurement permettent de caractériser les environnements sédimentaires et les séquences de dépôts sont précisées par les corrélations diagraphiques. L'ensemble de ces données permettent d'appréhender la géométrie des corps sédimentaires et l'évolution des paléogéographies des plates-formes carbonatées au cours du Jurassique.

### **2.1 DONNÉES DISPONIBLES**

#### **2.1.1 Affleurements**

Dix-sept carrières dont 11 désaffectées ou en cours de remblaiement ont fait l'objet d'une description sédimentologique (Figure 14). Ceci a permis de caractériser les faciès, les variations latérales de faciès d'une formation et l'évolution séquentielle des séries étudiées. Chaque terrain a été échantillonné de manière à pouvoir effectuer une étude pétrographique sur lames minces. Les informations faciologiques (pétrographie, texture, porosité, figures sédimentaires, contenu faunistique) ont été notées sur le log de chaque coupe ainsi que les données chronostratigraphiques et biostratigraphiques lorsque ces données étaient disponibles (chapitre 3 et 4). Notre interprétation séquentielle sera également présentée pour chaque période étudiée.

Dans notre secteur d'étude, l'essentiel des carrières décrites par les auteurs (Mouterde, 1952; Debrand-Passard, 1982; Mourier, 1983; Lorenz, 1992c) ont aujourd'hui disparu. Cependant, malgré une qualité de description variable, ces coupes ont été intégrées du fait d'une bonne description de l'enregistrement paléontologique. Les travaux régionaux ainsi que les notices et cartes géologiques du Sud-Ouest du Bassin de Paris ont été utilisés dans le but de valider les corrélations affleurements/sondages BSS périphériques.

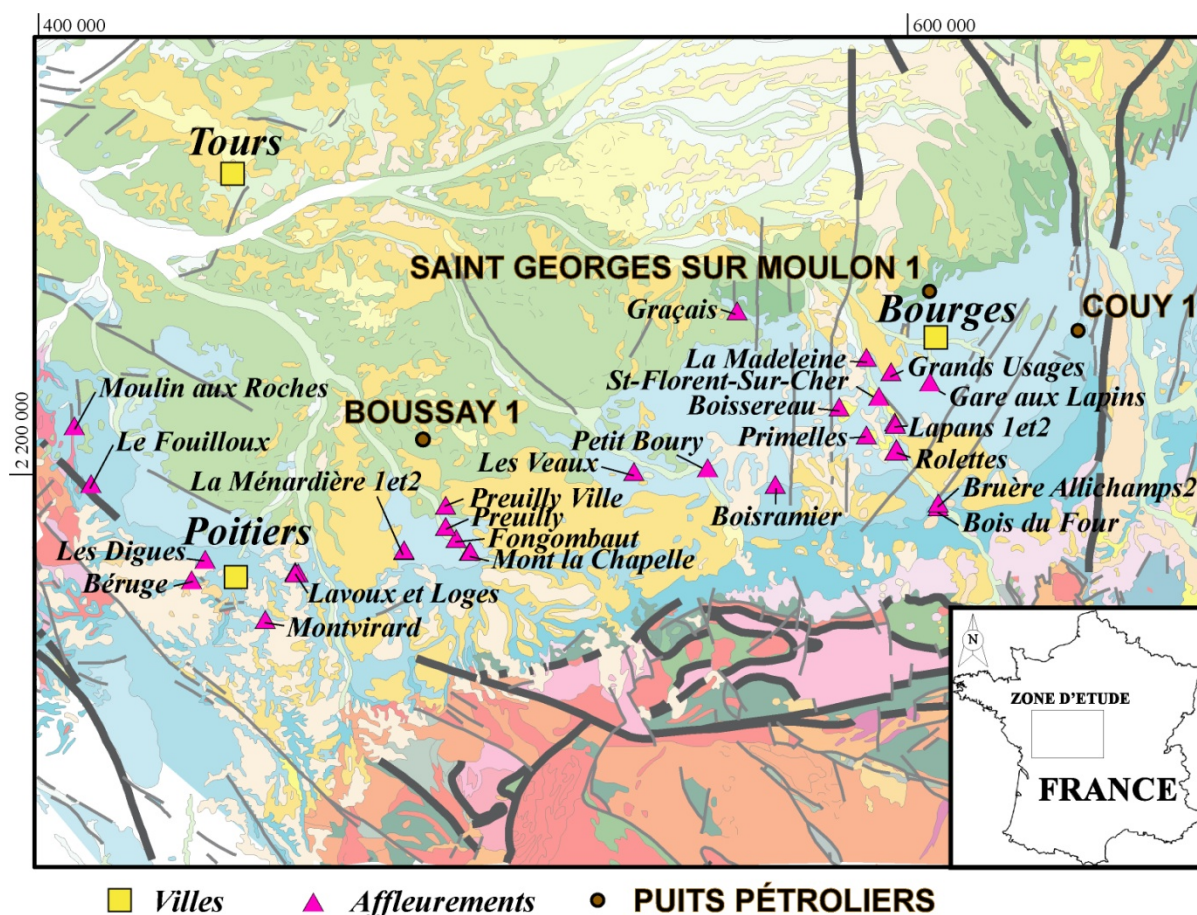


Figure 14 : Carte de localisation des affleurements étudiés

### 2.1.2 Banque de données du Sous-Sol (BSS)

D'après le code minier français, tous les ouvrages de plus de 10m de profondeur doivent être déclarés auprès de la DRIRE (Direction Régionale de l'Industrie, de la Recherche et de l'Environnement) et recensés dans la Banque de données du Sous-Sol (BSS) du BRGM. La qualité des données BSS est hétérogène. Elle dépend du budget de la compagnie de forage, de la performance de l'outil diagaphique et de la numérisation effectuée.

Sur une base de 356 forages atteignant le Jurassique ou le Trias, seuls 150 puits ont été retenus (1) sur leur épaisseur (>50m) et (2) sur la présence de diagaphie permettant la réalisation des corrélations affleurements-BSS-puits pétroliers (Figure 15).



45

### **2.1.3 Puits pétroliers**

Les données diagraphiques proviennent des puits recensés dans la base de données BEPH (Bureau Exploration-Production des Hydrocarbures) du BRGM. Vingt-neuf puits pétroliers ont été étudiés dans ce travail (Figure 15). La qualité des données diagraphiques pétrolières du Sud-Ouest du Bassin de Paris est hétérogène car les puits pétroliers sont pour la plupart anciens. Ainsi, les principales données diagraphiques disponibles sont des outils gamma-ray et neutron avec parfois des données de sonic. Lorsqu'elles sont documentées, les descriptions effectuées sur cuttings s'avèrent souvent fiables.

Au cours des années 80, la communauté scientifique s'est enquis de mieux comprendre, d'un point de vue géophysique et géologique, l'anomalie magnétique du Bassin de Paris dont aucune interprétation ne pouvait pas être proposée avec les seules données de subsurface alors existantes. Un grand projet a donc été lancé, le programme Géologie Profonde de la France qui a donné lieu à de nombreuses publications. Le Forage de Couy1 a été réalisé dans le but d'obtenir de nouvelles connaissances sur cette anomalie. Cependant aucune roche suffisamment magnétique n'a été traversée par ce forage. Néanmoins, ce puits a la particularité d'être l'unique forage du Bassin de Paris à avoir été entièrement carotté sur 3500m offrant une succession lithologique continue depuis le Callovien jusqu'aux roches de socle métamorphique.

Dans notre travail de recherche, le puits de Couy1 a fait l'objet d'une étude sédimentologique et stratigraphique à haute résolution sur l'ensemble du Dogger, permettant d'avoir un calage biostratigraphique et de faciès précis pour la partie Est du Sud-Ouest du Bassin de Paris (Figure 14). Ainsi, ce travail a permis de contraindre les faciès diagraphiques et de préciser les séquences définies sur le terrain.

### **2.1.4 Lignes sismiques**

Vingt et une lignes sismiques (Figure 16), retraitées par le BRGM, ont été pointées *via* le module d'interprétation sismique Seisvision du logiciel Geographix de Landmark®. Celui-ci permet de pointer sous forme numérique les réflecteurs sismiques, d'en vérifier les croisements entre lignes sismiques et de caler les horizons pointés en temps par rapport aux niveaux repères stratigraphiques des puits pétroliers en fonction des correspondances temps/profondeur. Quatorze puits pétroliers (Maille1, Ligueil1, Boussay1, Bossay1, Clion1, Arpheuille1, Amboise1, Contre1, La-Ferté1, St-Georges-Sur-Moulon1, Bertray1, Brecy1 et Couy1), localisés sur les lignes sismiques, ont été utilisés afin de caler les horizons sur les niveaux repères.



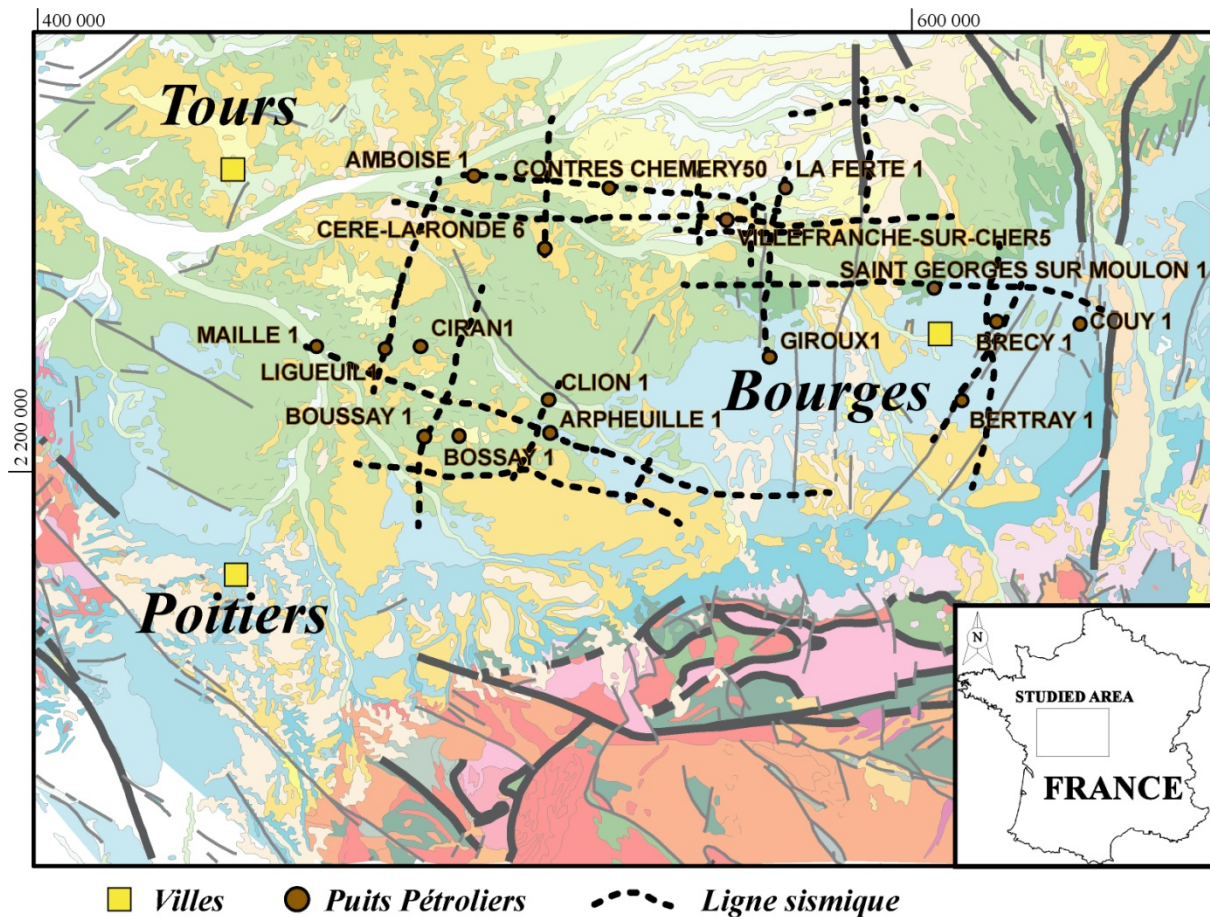


Figure 16 : Carte de localisation des lignes sismiques étudiées

## 2.2 NOMENCLATURE LITHOSTRATIGRAPHIQUE : DE L'AFFLEUREMENT AUX Puits PETROLIERS

### 2.2.1 Homogénéisation de la nomenclature du Sud-Ouest du Bassin de Paris

Afin de proposer une dénomination lithostratigraphique homogénéisée, c'est-à-dire une classification des formations, à l'échelle de la région Sud-Ouest du Bassin de Paris, les descriptions lithologiques des notices de cartes géologiques ont été affinées à l'aide d'études de terrain, de descriptions d'affleurements issues de la bibliographie, et d'interprétation de données diagaphiques. La difficulté de ce travail réside à reconnaître la réalité des formations définies cartographiquement, dans le signal diagaphique des forages disponibles. De plus, la région étudiée présente une grande variabilité des noms de formations (annexe 1 – tableau 2) et les descriptions lithologiques des notices de cartes géologiques sont très hétérogènes. Ainsi, un bilan des nomenclatures lithostratigraphique a été entrepris (annexe 1 - tableau 1).

### **2.2.2 Reconnaissance d'une formation sur les puits diagraphiés**

La reconnaissance d'une formation en diagraphie a formé la deuxième étape de ce travail. Cette tâche a été entamée des affleurements aux puits les plus proches qui ont toujours été les puits BSS (Figure 17). Il faut noter que très peu de donnée BSS permettent de caler l'intégralité des formations du fait de leur faible profondeur (souvent <50m), seuls les puits pétroliers ont permis de caler l'ensemble des formations.

Pour ce faire, des niveaux repères ont été observés sur affleurement (niveaux ferrugineux à implantation de terriers, niveaux dolomitisés, formations à bancs silicifiés, niveaux poreux, ...). Ces niveaux repères, aisément reconnaissables en diagraphie, ont permis de localiser la formation géologique sur la diagraphie. Puis, grâce aux tendances lithologiques reconnues sur le terrain et aux descriptions issues de la bibliographie, nous avons pu comparer ces tendances au faciès diagraphique. Ainsi nous avons pu définir un faciès diagraphique pour chaque formation homogénéisée précédemment. L'épaisseur des formations n'étant pas homogène latéralement, seule la correspondance entre l'électrofaciès et la lithologie reconnue à l'affleurement a été le critère discriminant lors de la mise en correspondance de chaque formation avec les données de puits.

Puis les corrélations diagraphiques ont permis d'évaluer la continuité latérale des formations retenues et identifiées sur forage.

Ce travail a donc permis de proposer une nomenclature stratigraphique (issue des noms de formations tirés des cartes géologiques) unifiée à l'échelle régionale et dont les formations retenues sont caractérisables par un faciès diagraphique type (annexe 1 et chapitres 3 et 4).

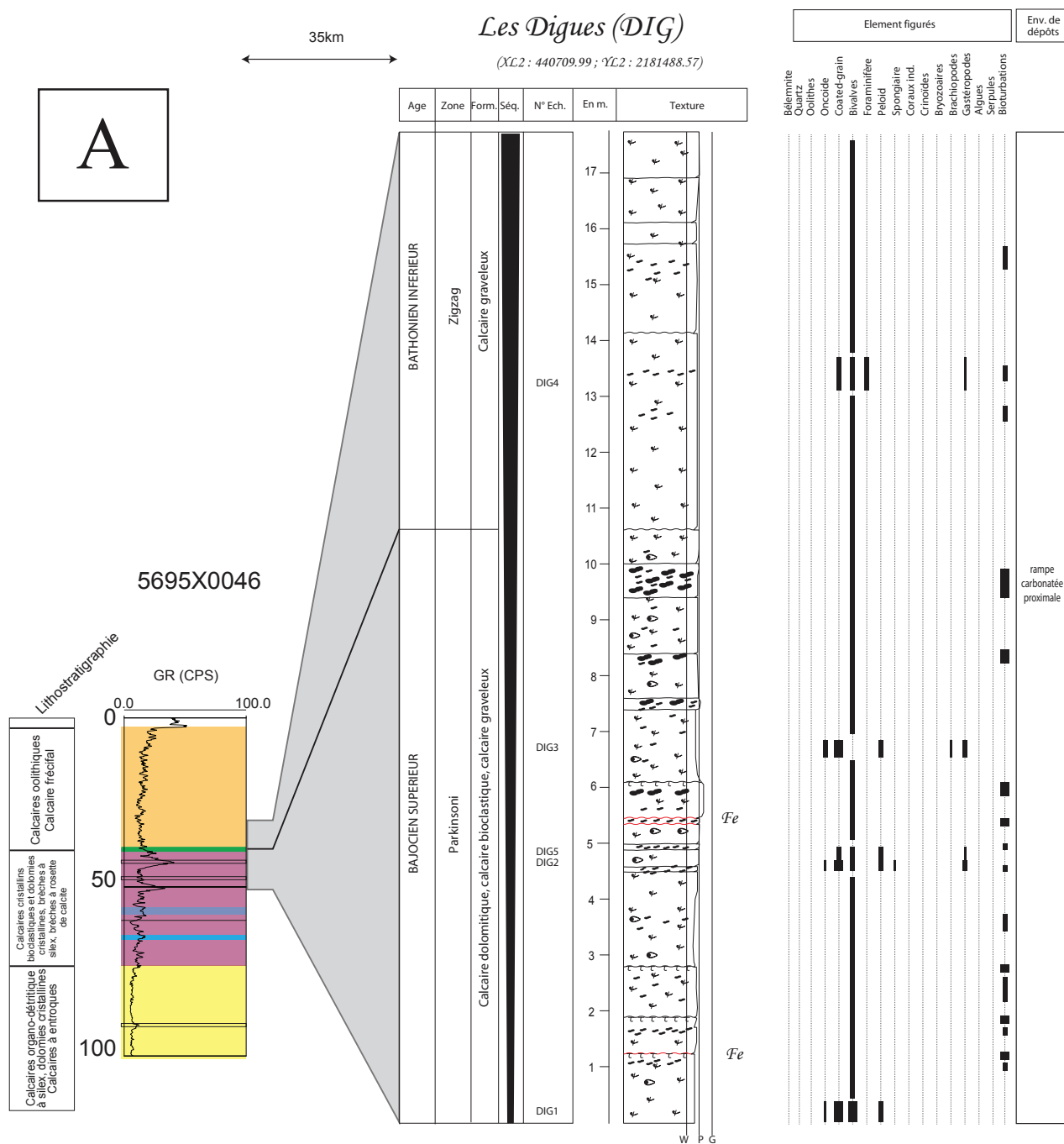


Figure 17-A : Méthodologie du passage affleurement-BSS



## 2.3 BIOSTRATIGRAPHIE

Un bilan biostratigraphique a été effectué pour le Trias et le Jurassique du Bassin de Paris. Cette recherche bibliographique a permis de détailler toutes les datations biostratigraphiques à l'échelle du Bassin de Paris et d'en proposer un inventaire (Annexe 1 - Tableau 1). En effet, de nombreuses formations étant réputées pour être datées, il était important de revenir sur le lieu et la méthode de datation afin de réévaluer les données, à la lumière des nouvelles biozonations d'ammonites et palynologiques. Une attention toute particulière a été portée sur les méthodes employées par les auteurs, comme le type de matériel fossile utilisé, afin de vérifier la validité des datations avancées.

Un tableau résume, pour quatre régions du Bassin de Paris, les formations, les biozonations ainsi que les auteurs ayant daté ces formations (Annexe 1 - Tableau1). Les biozonations d'ammonites, boréales et téthysiennes, sont proposées dans le tableau récapitulatif d'après la synthèse biostratigraphique d'ammonites publiée par le Groupe Français d'Etude du Jurassique (Cariou et Hantzpergue, 1997) ainsi que d'après la synthèse du Bassin de Paris (Mégrien, 1980b).

Une réévaluation des datations par palynologie du Trias a été effectuée, en collaboration avec J. B. Díez (Departamento Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Universidad de Vigo, Espagne) et décrite dans l'annexe1.

## 2.4 SÉDIMENTOLOGIE

### 2.4.1 Données de terrain : analyse des faciès sédimentaires

La compréhension de l'évolution spatio-temporelle d'un environnement sédimentaire, et donc des géométries de dépôts, passe par la sédimentologie de faciès.

La description des faciès sédimentaires intègre la lithologie, les structures sédimentaires et le contenu biologique et ce à différentes échelles, en partant de la lame mince à l'ensemble de la région étudiée en passant par l'affleurement. Le faciès sédimentaire n'est pas toujours exclusif d'un milieu de sédimentation. C'est parfois sa position dans la séquence sédimentaire qui permet de valider son interprétation en milieu de sédimentation. Alors, un profil de dépôt sera défini par une répartition spatiale des faciès sédimentaires le long d'un transect proximal-distal.

Une attention particulière a été portée aux surfaces remarquables de base et sommet de bancs. La compréhension d'une surface, d'après ses caractéristiques (morphologie, encroûtement, perforation, bioturbation,...), permet d'expliquer la dynamique sédimentaire (transgression, émergence, arrêt de sédimentation, tempête,...).

## 2.4.2 Données de subsurface

### 2.4.2.1 Notion de faciès diagraphique

L'outil diagraphique permet d'avoir un enregistrement en continu des caractéristiques pétrophysiques des formations traversées par un forage (Serra, 1979). Le signal diagraphique rend ainsi compte de l'évolution lithologique d'un forage ainsi que de ses fluides intraformationnels. Lorsque cela a été possible, les données de gamma-ray (informations sur la radioactivité naturelle des roches et ainsi sur leur lithologie), de sonic (informations sur la lithologie, la porosité de la formation et les fluides intraformationnels) et de neutron-densité (informations sur densité, la porosité et les fluides) ont été utilisées.

### 2.4.2.2 Faciès diagraphique calé sur déblais ("cuttings")

Les descriptions de déblais ("cuttings"), issues des rapports de fin de sondage à disposition aussi bien pour les puits BSS que pétroliers, ont été utilisées afin d'acquérir une première idée de la composition lithologique du forage étudié. Puis, ces données ont été confrontées au faciès diagraphique. Cependant, ces données sont parfois très succinctes, particulièrement dans l'Oxfordien où certaines descriptions se résument à "Calcaires gris". Dans ces derniers cas, certaines interprétations de faciès ont été faites uniquement à partir des électrofaciès précédemment calés sur affleurements.

## 2.5 STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

### 2.5.1 Les principes de la stratigraphie séquentielle

Les principes de la stratigraphie séquentielle permettent de reconstruire, au cours du temps, la variabilité des géométries isochrones des séries sédimentaires considérées, contrôlées entre autres par les variations du niveau marin relatif.

Une séquence de dépôt, au sens de Vail *et al.* (1977; 1987; 1991), est définie à l'échelle sismique par la succession relativement conforme de strates reliées génétiquement qui est limitée par des discontinuités (limite de séquence – **LS**). Autrement dit, une séquence de dépôt regroupe des strates qui ont une évolution verticale continue et qui sont limitées par des discontinuités observables dans l'enregistrement sédimentaire

Van Wagoner *et al.* (1988; 1990) définit les limites de séquence par des faciès les moins profonds (**surfaces de première inondation – MRS**). Par la suite, Galloway (1989b; 1989a) suivi par d'autres auteurs (Guillocheau, 1991b; Homewood *et al.*, 1992) a proposé d'utiliser les faciès les plus profonds comme limite de séquence (**surfaces d'inondation maximale –**



**MFS**). En effet, les **MFS** s'enregistrent aussi bien en milieu marin que continental ce qui permet de les identifier plus facilement (Guillocheau, 1991; Homewood *et al.*, 1992).

### 2.5.2 L'accommodation

L'accommodation se définit par l'espace disponible créé ou supprimé par l'interaction des phénomènes eustatique et tectonique, espace considéré en absence de sédimentation (Jervey, 1987 ; Cross, 1988). Ces deux facteurs, tectonique et eustatique, peuvent avoir des actions conjuguées ou opposées (Posamentier *et al.*, 1988).

Le rapport A/S (taux d'accommodation [A] ; taux de sédimentation [S]) définit l'accumulation, le non-dépôt ou l'érosion des sédiments le long d'un profil de dépôt (Homewood *et al.*, 1992).

### 2.5.3 Le stacking pattern

La méthode de stacking pattern (ou modèle d'empilement d'unités génétiques) consiste en la reconnaissance des différentes tendances (transgressives ou régressives) exprimées par la migration du profil de dépôt vers un pôle marin ou continental (progradation, aggradation, rétrogradation) traduisant différents ordres de séquences imbriquées (Homewood *et al.*, 1992).

Les plus petites séquences enregistrées sont appelées (1) paraséquences quand elles sont délimitées par des faciès les moins profonds (**surfaces de première inondation – MRS** - Van Wagoner *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990) ou (2) unités génétiques quand elles sont délimitées par des faciès les plus profonds (**surfaces d'inondation maximale – MFS** – Galloway, 1989b et 1989a ; Guillocheau, 1991b).

Ainsi, une séquence sédimentaire enregistre un cycle progradation/rétrogradation du trait de côte traduisant des variations de bathymétrie d'origine glacio-eustatique. Donc les **MFS** et les **MRS** sont considérés comme isochrone.

### 2.5.1 Corrélations diagaphiques

Dans ce travail, Les **MRS** et **MFS** ont été corrélées puits à puits en tenant compte des surfaces particulières (condensation, érosion, etc.).

Les corrélations diagaphiques doivent être effectuées à partir d'un niveau particulier (souvent une **MFS**) remarquable sur l'ensemble de la zone d'étude et bien contraint biostratigraphiquement. Dans ce travail, ce niveau est la **MFS du Callovien moyen** (zone à Jason, sous-zone à Jason) pour les corrélations du Dogger et la **MFS Kimméridgien**

**inférieur** (limite des zones Baylei/Cymodoce) pour les corrélations du Jurassique supérieur définie par Guillocheau *et al.* (2000).

Afin de vérifier les corrélations, un "maillage" est réalisé. Il s'agit de corréler un puits aux autres par deux transects différents afin de vérifier si les surfaces corrélées se situent à la même cote sur le puits considéré.

Enfin, après avoir effectué ce travail, il est possible de hiérarchiser les séquences de dépôts. Les MFS et les FS limitent les tendances régressives ou transgressives des unités génétiques. Ainsi le dénombrement de ces unités génétiques permet de hiérarchiser les séquences de dépôts en mettant en évidence des niveaux condensés et troncatures (Homewood *et al.*, 1992).

Les différents ordres de cycles sont définis en fonction de leur durée (Vail *et al.*, 1991). Dans ce travail, ces durées ont été calées par biostratigraphie.

## 2.6 STRATIGRAPHIE SISMIQUE

Une séquence sismique est une séquence de dépôt, correspondant à un cycle de variation du niveau marin relatif, identifié sur un profil sismique. Du fait de la résolution sismique, les séquences identifiées correspondent généralement à des séquences stratigraphiques de 2ème et 3ème ordre (Homewood *et al.*, 1999).

Généralement, une séquence est définie par un ensemble de réflecteurs sismiques concordants, limité à la base et au sommet par des discontinuités interprétées comme des discordances qui peuvent latéralement évoluer en concordances (Figure 18) (Vail et Mitchum, 1977).

Dans les faits, comme le Bassin de Paris est un bassin intracratonique, il présente des géométries de réflecteurs très plates, parallèles et continues. C'est pourquoi, il n'a pas été possible de définir les séquences sismiques uniquement à partir de critères géométriques. En effet, seules quelques géométries particulières ont été reconnues comme une troncature causée par la discordance liée à une flexure grande longueur d'onde (Aalénien - discontinuité mid-cimmérienne) ou encore des géométries d'angle très faible caractérisant des progradations avec onlaps et toplaps (comme au Callovo-Oxfordien).

Ainsi, les principales limites de séquences sismiques utilisées dans ce travail ont été principalement basées sur la continuité des contrastes d'impédance de phase.

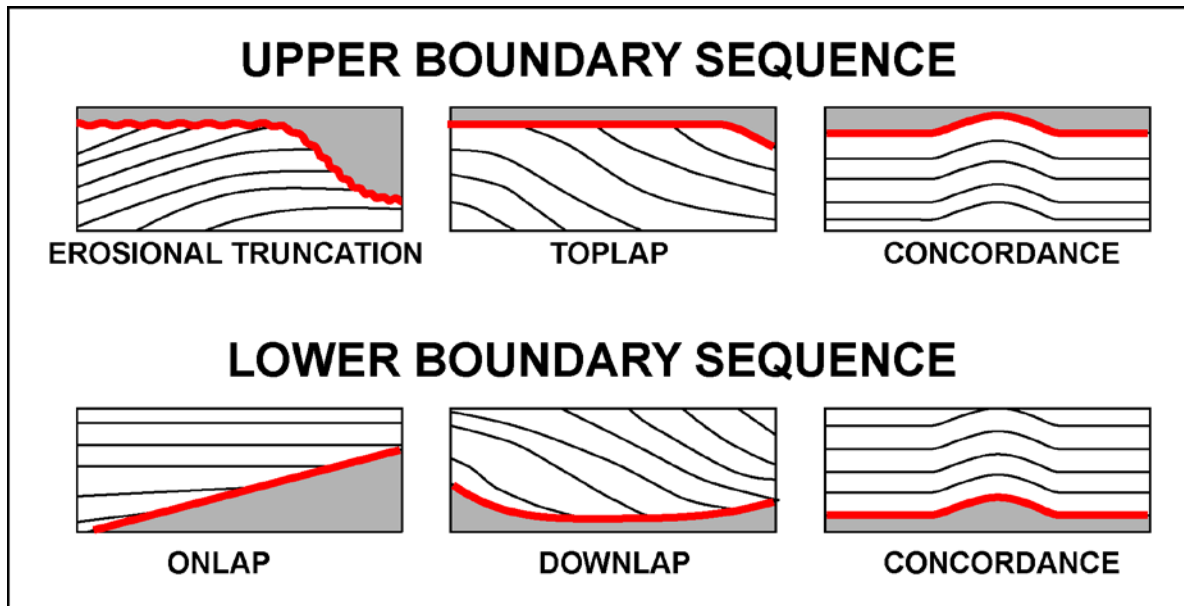


Figure 18 : Nomenclature des terminaisons sismiques (modifiée d'après Mitchum *et al.*, 1977)

Afin de contraindre les séquences sismiques et de faire la correspondance avec les séquences stratigraphiques reconnues en subsurface et à l'affleurement, il a été nécessaire de calibrer les données sismiques avec les données diagaphiques de puits qui sont localisés sur ou proches des lignes sismiques (Figure 16). Quatorze puits au total ont été utilisés. L'utilisation de ces puits permet de positionner toutes les cotes des séquences corrélées à travers les puits diagraphiés, sur les lignes sismiques. Ainsi la vérification des correspondances des séquences sismiques et stratigraphiques est possible.

## 2.7 CARTES D'ISOPAQUES

### 2.7.1 Méthode d'interpolation par courbure minimum

La création des cartes d'isochrones, d'isohypses ou d'isopaques s'effectue dans le logiciel Seisvision par le module Isomap Build Surface selon la méthode de courbure minimum (Smith et Wessel, 1990). Il s'agit d'une technique itérative de maillage par laquelle Isomap calcule les valeurs aux nœuds de la grille à plusieurs reprises. Le maillage initial passe par la moyenne des données et calcule un nombre minimum de nœuds de la grille afin d'exprimer un ajustement des tendances régionales des données. Des itérations successives de maillage calculent des nœuds additionnels qui reflètent l'influence de points localisés. Ainsi, chaque nouvelle itération produit une surface plus complexe.

### **2.7.2 Méthode de conversion Temps/Profondeur**

La méthode de conversion Temps/Profondeur a été effectuée par Seisvision en trois phases.

1. Construction d'une carte isochrone, *via* le module Isomap Build Surface, en prenant en compte le pointé d'un horizon sismique (isochrone) de toutes les lignes sismiques sur l'étendue sélectionnée (Figure 19 - A).
2. Construction d'un champ de vitesse, *via* le module Isomap Build Surface, en prenant en compte les correspondances temps/profondeur des puits pétroliers existants (Figure 19 - B et D).
3. Transformation de l'isochrone précédente en carte d'isohypse avec le champ de vitesse correspondant. La construction de la carte d'isohypse est réalisée avec le module Isomap Build Surface (Figure 19 - C).

Les isopaques sont construites en soustrayant deux cartes d'isohypses.

Il faut noter que du fait de la répartition hétérogène et de l'espacement des lignes sismiques, il n'a pas été possible de cartographier les failles identifiées sur les lignes sismiques. En effet, l'incertitude sur leurs orientations et leurs continuités étaient trop élevées.

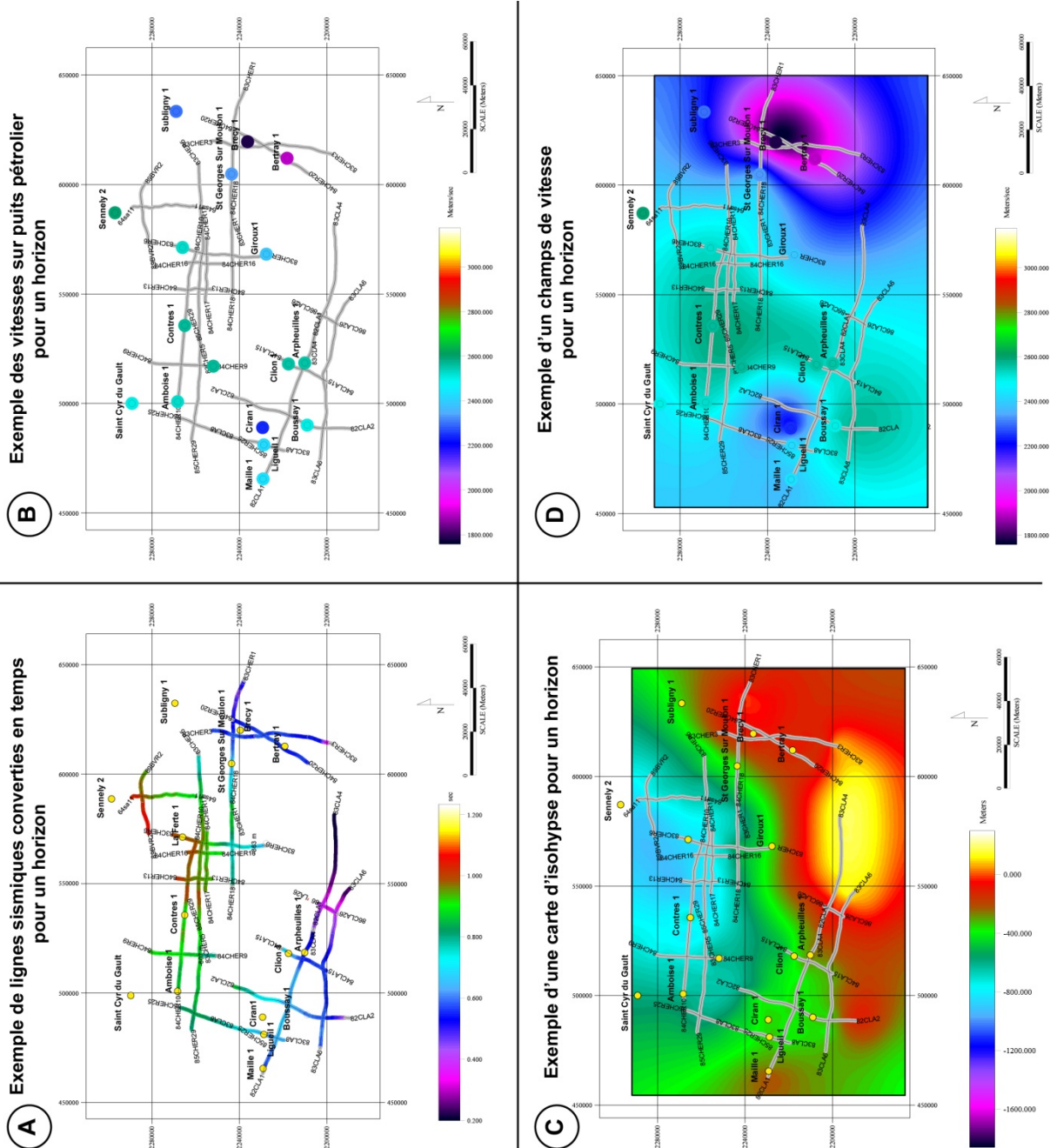


Figure 19 : Exemples d'interpolations effectuées par le module Isomap Build Surface



---

# **CHAPITRE III**

## **LE DOGGER DU SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS**

---

<b>CHAPITRE 3. LE DOGGER DU SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS .....</b>	<b>63</b>
<b>3.1 Introduction .....</b>	<b>63</b>
<b>3.2 Les sédiments du Dogger .....</b>	<b>63</b>
3.2.1 Le puits de Couy1 .....	64
3.2.1.1 Description sédimentologique, et biostratigraphique .....	64
3.2.1.2 Cycles stratigraphiques reconnus : définition et faciès .....	75
3.2.2 Le Poitou : affleurements, faciès et interprétations environnementale .....	76
3.2.2.1 La coupe de Béruges .....	76
3.2.2.2 La coupe du Moulin aux Roches .....	79
3.2.2.3 La coupe du Fouilloux .....	81
3.2.2.4 La coupe des Dignes .....	83
3.2.2.5 La coupe de Lavoux .....	86
3.2.3 Le Berry : affleurements, faciès et interprétations environnementale .....	87
3.2.3.1 La coupe de Bruère Allichamps .....	87
3.2.3.2 La coupe de Boisramier .....	89
<b>3.3 Le Dogger en subsurface : Définition des électrofaciès .....</b>	<b>93</b>
3.3.1 Habillage biostratigraphique et lithostratigraphique du puits de Boussay1 .....	93
3.3.1.1 Calage du puits de Boussay1 par rapport aux affleurements et aux notices de cartes géologiques .....	93
3.3.1.2 Définition des électrofaciès du puits de Boussay1 .....	93
3.3.1.3 Caractéristiques pétrophysiques des formations et interpolation en termes d'électrofaciès .....	95
3.3.2 Habillage biostratigraphique et lithostratigraphique de Saint-Georges-sur-Moulon1 .....	97
3.3.2.1 Calage du puits de Saint-Georges-sur-Moulon1 par rapport aux affleurements et aux notices de cartes géologiques .....	97
3.3.2.2 Définition des électrofaciès du puits de Saint-Georges-Sur-Moulon .....	99
3.3.2.3 Caractéristiques pétrophysiques des formations et interpolation en termes d'électrofaciès .....	103
<b>3.4 Synthèse des électrofaciès : Modèle de signature diagénétique du Jurassique moyen du Sud-Ouest du Bassin de Paris .....</b>	<b>104</b>
<b>3.5 Corrélation séquentielle .....</b>	<b>107</b>
3.5.1 Les cycles stratigraphiques : définition, faciès et géométries .....	108
3.5.2 Durée et hiérarchie des cycles .....	111
3.5.3 Transect A-B .....	113
3.5.4 Transect E-F .....	116
3.5.5 Transect G-H .....	116
3.5.6 Transect I-J .....	116
<b>3.6 Synthèse de l'évolution des géométries sédimentaires mises en évidence dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris : extrapolation à la Lorraine .....</b>	<b>120</b>
<b>3.7 Extension des géométries au Bassin de Paris .....</b>	<b>121</b>
<b>3.8 Conclusions .....</b>	<b>123</b>



## Chapitre 3. LE DOGGER DU SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS

---

### 3.1 INTRODUCTION

Les dépôts du Jurassique moyen du Sud-Ouest du Bassin de Paris ont été l'objet de nombreuses études aux alentours de Poitiers (Mourier, 1980; Mourier, 1983), du seuil du Poitou (Balusseau, 1980; Gabilly *et al.*, 1985; Mourier et Gabilly, 1985; Foucher, 1986), de quelques travaux dans le Berry (Lorenz, 1992c; Gély et Lorenz, 2006) ou plus généralement autour du Massif Central (Mouterde, 1952). Cependant aucune étude n'a effectué des corrélations séquentielles en s'appuyant sur des données d'affleurements pour les extrapoler aux puits pétroliers et ainsi contraindre les géométries de la bordure Sud-Ouest du Bassin de Paris.

Dans notre travail de recherche, le puits de Couy1 a fait l'objet d'une étude sédimentologique et stratigraphique à haute résolution sur l'ensemble du Dogger.

Dans ce chapitre, nous allons caractériser les géométries des plates-formes carbonatées bajociennes et bathoniennes du Sud-Ouest du Bassin de Paris.

### 3.2 LES SÉDIMENTS DU DOGGER

Les affleurements datés du Jurassique moyen dans le Poitou ont servi à caler le puits de Boussay1, situé à ~25km des affleurements les plus proches (Figure 20).

Les affleurements du Berry sont synthétisés sur le puits de Saint-Georges-sur-Moulon1 situé à environ 25km des affleurements les plus proches. Seules les coupes majeures seront présentées dans ce travail (voir annexe 2 pour les autres affleurements).

Trois sites seront considérés dans la suite de ce chapitre : (1) le puits de Couy1 ; les affleurements de (2) la région du Berry et (3) la région du Poitou.

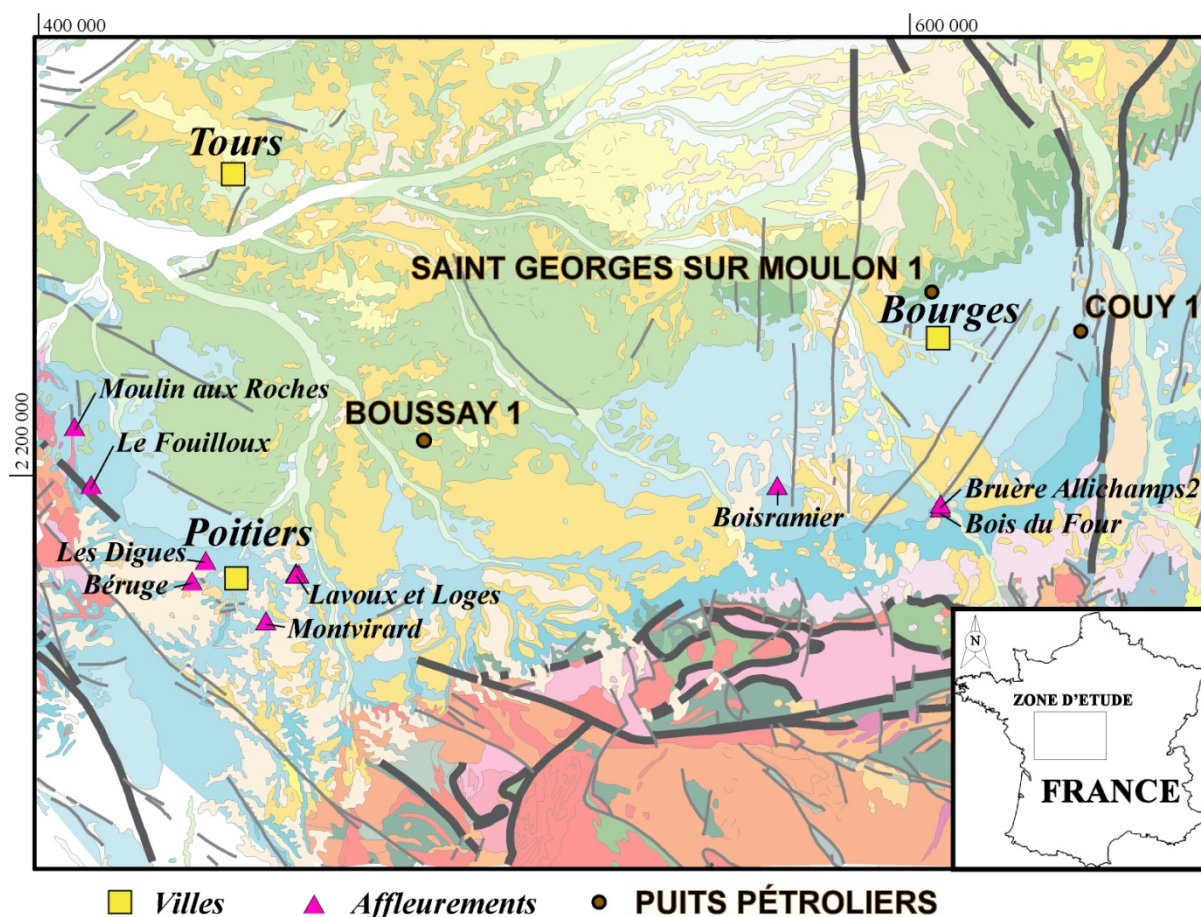


Figure 20 : Localisation des affleurements majeurs du Jurassique moyen, du puits de Couy1 et des deux puits pétroliers (Boussay1 et Saint-Georges-sur-Moulon1) sur lesquels les données de terrain ont été synthétisées (affleurements secondaires présentés en annexe 3).

### 3.2.1 Le puits de Couy1

Le puits de Couy1 offre une succession continue, datée, entièrement carottée et diagraphiée (gamma-ray, sonic, résistivité – Figure 21 et Figure 22). Ce forage nous permet donc d'avoir un calage biostratigraphique, sédimentologique et stratigraphique, ainsi que d'identifier les différents électrofaciès, corrélable aisément aux puits pétroliers pour la partie Est du Sud-Ouest du Bassin de Paris.

#### 3.2.1.1 Description sédimentologique, et biostratigraphique

\* De 215m à 198.5m (cet intervalle n'a pas été représenté sur le log)

##### ➤ Description des macrofaciès et contenu faunistique

La série débute par une alternance de marnes sombres et de bancs carbonatés décimétriques. De texture mudstone à packstone cette série, très bioturbée par des

terriers de type *Thalassinoides*, renferme de nombreux échinodermes et quelques bioclastes brisés.

➤ Lithostratigraphie et biostratigraphie

Cette série définit les *Marnes micacées* toarciennes. La limite entre la Formation des *Marnes micacées* toarciennes et celle du *Calcaire argileux gris à Mollusques* aalénien a été positionnée en utilisant la limite entre la zone à Aalensis et Opalinum définie sur ce forage par Lorenz *et al.* (1992a).

➤ Interprétation environnementale

Les *Marnes micacées* toarciennes définissent un environnement d'offshore supérieur distal.

**\* De 198.5m à 183.2m**

➤ Description des macrofaciès et contenu faunistique

Cette série est représentée par des marnes très bioturbées où l'on peut observer des coquilles de bivalves et des échinodermes (crinoïdes) clairsemées dans des calcaires gris micritiques à texture wackestone. De nombreuses lumachelles de coquilles de bivalves sont notées en sommet. Dans les lumachelles, les coquilles sont séparées et parfois brisées indiquant un hydrodynamisme fréquemment actif. De nombreuses bioturbations ont été observées principalement

➤ Lithostratigraphie et biostratigraphie

Cette série définit le *Calcaire argileux gris à Mollusques* aalénien. Elle est datée par ammonites de la zone à Opalinum (Lorenz *et al.*, 1992).

➤ Interprétation environnementale

La présence de marnes associées à une bioturbation intense et quelques bioclastes clairsemés illustrent un environnement d'offshore supérieur alimenté par quelques événements de tempête (lumachelles à bioclastes).

**\* De 183.2m à 175m**

➤ Description des macrofaciès et contenu faunistique

La série est caractérisée par un calcaire bioclastique extrêmement bioturbé de qui marque une transition nette avec les faciès marneux sous-jacents. De texture packstone, ce calcaire renferme de nombreux bivalves ainsi des échinodermes. Quelques brachiopodes ont été relevés sur les carottes. Vers le sommet de la série (vers 177m) de nombreuses bélemnites sont observés illustrant des niveaux condensés.

Le sommet de la série est caractérisé par l'arrivée des oolithes où des bivalves de grande taille ont été observés (Figure 22-C). Au-dessus de ces oolithes une discontinuité franche est observée vers 176m, associée à de nombreuses oolithes ferrugineuses, et marque le passage brutal à des argiles d'offshore.

➤ Lithostratigraphie et biostratigraphie

La série définit la Formation des *Calcaires à entroques* datée des zones à Discites, Laeviuscula et Humphriesianum par Lorenz *et al.* (1992a).

➤ Interprétation environnementale

Ces calcaires bioclastiques relativement bien triés caractérisent un hydrodynamisme fréquemment actif, la faune observée révèle un environnement ouvert. Ces dépôts correspondent donc à un environnement d'offshore supérieur plus proximal que les calcaires argileux sous-jacents.

La transition entre les calcaires argileux et les *Calcaires à entroques* (Bajocien) est brutale et associée à la mise en place de dépôts proximaux. Cette transition caractérise une surface de non-conformité (Figure 22-A). Les oolithes ferrugineuses en sommet mettent en évidence une condensation importante (Collin *et al.*, 1999 et Collin, 2000).

**\* De 175m à 175.6m**

➤ Description des macrofaciès et contenu faunistique

Cette unité est caractérisée par des oolithes ferrugineuses très bioturbées enregistrées au sein de calcaires argileux devenant très argileux en sommet (Figure 22-B).

➤ Lithostratigraphie et biostratigraphie

Les oolithes ferrugineuses marquent la limite entre le Bajocien inférieur et moyen (Lorenz *et al.*, 1992) et ainsi la limite entre la Formation des *Calcaires à entroques* et celle des *Marnes et calcaires blanchâtres à bleuâtres*.

➤ Interprétation environnementale

Les oolithes ferrugineuses marquent ici une forte condensation du Bajocien inférieur. La présence de marnes distales au-dessus montre qu'elles enregistrent un approfondissement important. Elles caractérisent la base d'un cortège transgressif.

#### \* De 175.6m à 134m

##### ➤ Description des macrofaciès et contenu faunistique

Cette unité est marquée par une alternance de bancs calcaires bioturbés à texture wackestone et d'argiles silteuses.

- Les premiers 50 centimètres sont caractérisés par des calcaires à texture wackestone à nombreuses bioturbations. Il a été observé quelques crinoïdes et des bioclastes brisés de petites tailles.

- De 170m à 159m, la série est marquée par une alternance d'argiles et de calcaires à texture wackestone, composés de quelques crinoïdes et bioturbations. C'est une série pratiquement azoïque.

- De 159m à 153m, la série est marquée par deux bancs calcaires décimétriques au sein desquels quelques bioclastes et crinoïdes ont été observés.

- De 153 à 133m, l'alternance marno-calcaire reprend avec toujours quelques bioturbations et quelques bioclastes et crinoïdes. La pyrite devient abondante. Un banc à accumulation de bélemnites a été noté à 139m. Une ammonite a été recensée juste au dessus du dernier banc calcaire décrit ci-dessus.

##### ➤ Lithostratigraphie et biostratigraphie

La Formation des *Marnes et calcaires blanchâtres à bleuâtres* (équivalent latéral des *Marnes à O Accuminata*) est datée par ammonites des zones à Subfurcatus, Garantiana et Parkinsoni sous zones à Acris et Bomfordi (Lorenz *et al.*, 1992a).

##### ➤ Interprétation environnementale

Ces dépôts indiquent un environnement de mer ouverte (crinoïdes, bélemnites) où les condensations sont illustrées par les bancs bioturbés. Les coquilles brisées suggèrent un apport par les tempêtes, toutefois la texture et la granulométrie très fines suggèrent un environnement très distal autour de la limite d'action des vagues de tempêtes.

\* **De 133m à 114.6m**

➤ Description des macrofaciès et contenu faunistique

- De 133m à 132m, ce niveau est un banc silicifié dont le sommet est marqué par des perforations (Figure 22-D).

- De 132m à 125m, au-dessus du banc silicifié, de gros bivalves légèrement ferruginisés ont été observés dans un calcaire à texture packstone où alterne des niveaux à texture wackestone (Figure 22 D). Puis de nombreuses bioturbations sont observées vers 127m. La texture devient wackestone. A partir de là, la série s'enrichit progressivement en argile et est marquée par une forte concentration de crinoïdes jusqu'à 124m (Figure 22 F). Le sommet de la série est caractérisé par une accumulation de brachiopodes (Figure 22 G) enregistrées dans une série argileuse.

- De 125m à 114m, la série présente une alternance d'argiles et de calcaires argileux très bioturbés. La faune est très pauvre, quasiment azoïque, et se résume à la présence de quelques bioclastes. Un niveau très riche en pyrite est observé à 116.5m. A 114.6m, un niveau très argileux est noté.

➤ Lithostratigraphie et biostratigraphie

Le niveau silicifié marque le passage de la Formation des *Marnes et calcaires blanchâtres à bleuâtres* à celle des *Calcaires gris fins bioturbés*, c'est-à-dire entre le Bajocien et le Bathonien (Lorenz *et al.*, 1992).

La Formation des *Calcaires gris fins bioturbés* est datée de la zone à Zigzag, sous-zone à Zigzag et sous-zone à Macrescens (Bathonien inférieur – Lorenz *et al.*, 1992a). Il faut noter qu'à partir de 127m, aucune faune d'ammonite n'a été repérée (Lorenz *et al.*, 1992). Le niveau argileux au sommet marque la limite entre la Formation des *Calcaires gris fins bioturbés* et celle des *Marnes et calcaires argileux jaunâtre à blanchâtre* sus-jacente (Lorenz *et al.*, 1992).

➤ Interprétation environnementale

















La présence de calcaires packstones met en évidence des dépôts mis en place sous un hydrodynamisme plus élevé. Celle-ci est immédiatement suivie par des dépôts rétrogradants traduisant une tendance transgressive s'accompagnant d'une importante condensation.





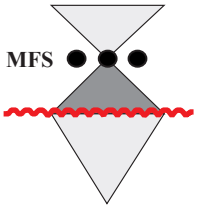




**\* De 114.6m à 20.15m**

➤ Description des macrofaciès et contenu faunistique






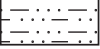
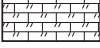

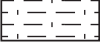


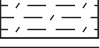





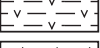


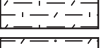
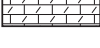
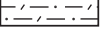
- Jusqu'à 100m, la série est caractérisée par des marnes dans lesquelles quelques bioclastes ont été observés ainsi que des articles de crinoïdes séparés par des niveaux plus bioturbés.
- A partir de 100m jusqu'à 83m, la série s'enrichit progressivement en carbonate de texture wackestone. Elle est marquée de plusieurs niveaux calcaires bioturbés de texture wackestone-packstone bioclastiques.
- Entre 83 et 71m, la série est caractérisée par une alternance de bancs calcaires à texture packstone et d'interlits de texture mudstone riches en bioturbations. Une accumulation de bivalves est notée au sein d'un banc calcaire décimétrique à texture packstone.
- A 71m une surface d'arrêt de sédimentation est notée. Elle est soulignée par des lumachelles de bioclastes (agitation du milieu remaniant les éléments) et des implantations de terriers.
- De 71m à 63.8m, la série présente des alternances de bancs métriques de texture wackestone-packstone séparés par des interlits de calcaires argileux à texture wackestone. La bioturbation est très intense et quelques encroûtements ont été repérés. Les bancs de calcaire métriques sont caractérisés par quelques bioclastes. A 65m, un banc décimétrique est caractérisé par une accumulation de bioclastes en sommet où de nombreux bivalves, brachiopodes, crinoïdes ont été observés. A 63.8m, un niveau très argileux est repéré.
- De 63m à 40m, la série est soulignée par une augmentation du taux d'argilosité. Au sein de ce niveau, quelques bélemnites ont été observées avec des niveaux d'accumulations de bivalves et toujours une bioturbation très présente. A partir de 43m, la teneur en carbonate augmente en lien avec une augmentation de la densité des bioturbations (Figure 22-H) et les bioclastes deviennent plus présents, ponctués de quelques crinoïdes. La texture est devenue wackestone.
- De 40 à 30m la série est définie par un calcaire à texture wackestone. Quelques encroûtements sont repérés. Vers 33m, la série présente une alternance de bancs calcaires décimétriques à texture packstone séparés par des interlits de calcaire argileux à texture wackestone. La bioturbation est intense. Les bancs calcaires présentent des niveaux à lumachelles de bioclastes.

NOMENCLATURE ET SYMBOLOGIE USUELLES


Elements biogéniques			
	Oursin		Spongiaires
	Bioclaste		Onchoïde
	Serpulidés		Oolithe
	Algues		Peloïde
			Crinoïde
			Bivalve
			Gastéropode
			Corail, Polypier
			Brachiopode
			Silex
			Belemnite
			Ammonite

Elements Minéralisés			
 Pyrite			
Figures sédimentaires		Stratigraphie séquentielle	
Bioturbation  intense  modérée  faible			
 Accumulation de bioclaste		Intervalle Transgressif SB Intervalle Régressif	
Texture (d'après Dunham, 1962)		Limite de séquence (SB)	
Geometries		Surface de maximum d'inondation (MFS)	
Texture	Mudstone	Surface de d'Inondation (FS)	
	Wackestone		
	Packstone		
	Grainstone		
	Boundstone		
		 Down-lap	
		 On-lap	
		 Top-lap	

PRINCIPALES LITHOLOGIES SEDIMENTAIRES 1

Calcaire		Calcaire argilo - dolomitique		Argile	
Calcaire sableux		Dolomie		Argile sableuse	
Calcaire crayeux		Dolomie calcaire		Argile calcaire	
Calcaire oolithique		Grès argilo-dolomitique		Argile dolomitique	
Calcaire construit		Arkose, grès arkosique, grès feldspathique		Argile anhydritique	
Calcaire bioclastique		Evaporite		Argile gypsifère	
Calcaire argileux		Grès		Argile calcaréo-dolomitique	
Calcaire dolomitique				Argile sablo-dolomitique	

PRINCIPALES LITHOLOGIES SEDIMENTAIRES 2

Calcaire		Calcaire argileux		Argilo-calcaire		Argile	
----------	---	-------------------	---	-----------------	--	--------	---



De 30m à 21m, la série devient plus argileuse avec toujours une intense bioturbation. De nombreux crinoïdes font leur apparition dans un calcaire argileux homolithique à texture mudstone à wackestone très bioturbé (Figure 22-I).

Vers 21m un calcaire oolithique (Figure 22-K) vient brutalement au-dessus des marnes de mer ouverte (Figure 22-J) illustrant le passage à la Formation des *Calcaires à oolithes et calcaires fins* du Bathonien supérieur. La carotte s'achève au-dessus de ces faciès à 20.15m.

#### ➤ Lithostratigraphie et biostratigraphie

Cette série caractérise la Formation des *Marnes et calcaires argileux jaunâtre à blanchâtre* daté de la zone à Hodsoni (Lorenz *et al.*, 1992). Très peu d'ammonites ont été repérées dans la série.

Le passage net entre les argiles de mer ouverte et les calcaires oolithiques soulignent le passage de la Formation des *Marnes et calcaires argileux jaunâtre à blanchâtre* à la Formation des *Calcaires oolithiques et calcaires fins*.

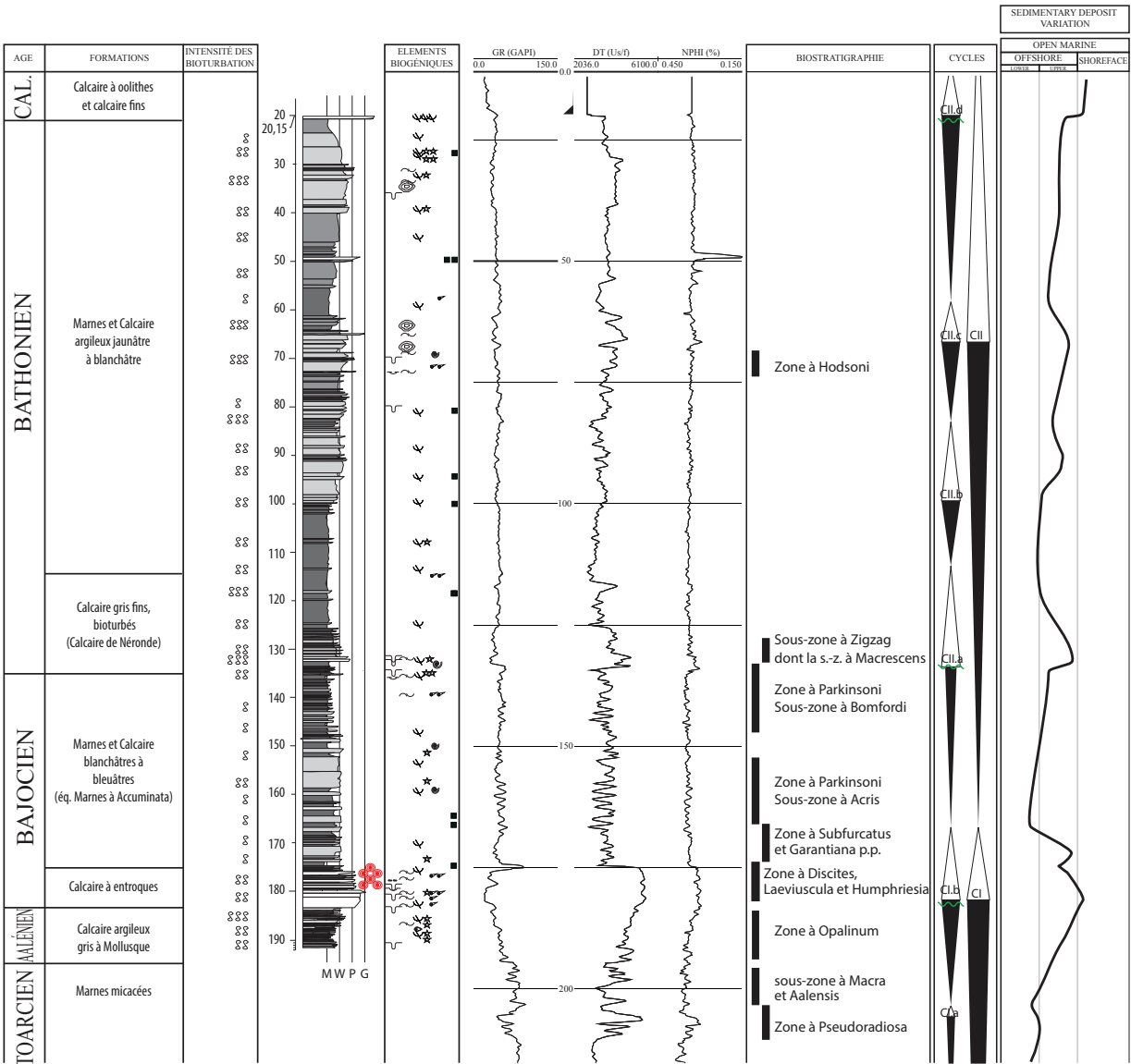
#### ➤ Interprétation environnementale

De 114.5m à 71m, la série passe d'un environnement d'offshore inférieur (présence de bélemnites au sein d'argiles azoïques) à un environnement plus proximal sous un hydrodynamisme plus élevé (lumachelle de bioclastes, encroûtement, augmentation de la densité de bioturbations)

De 71m à 30m, la présence d'un calcaire packstone met en évidence des dépôts mis en place sous un hydrodynamisme élevé alternant avec des niveaux condensés permettant la mise en place d'encroûtement et d'accumulation de bioclastes. Puis l'augmentation du taux d'argilosité indique des dépôts rétrogradants traduisant une tendance transgressive vers un environnement d'offshore distal.

Puis apparaît brutalement un calcaire oolithique illustrant un environnement de haut-fond oolithique.

## COUY1



**Figure 21 : Le log de Couy1 – voir Figure 20 pour la localisation**





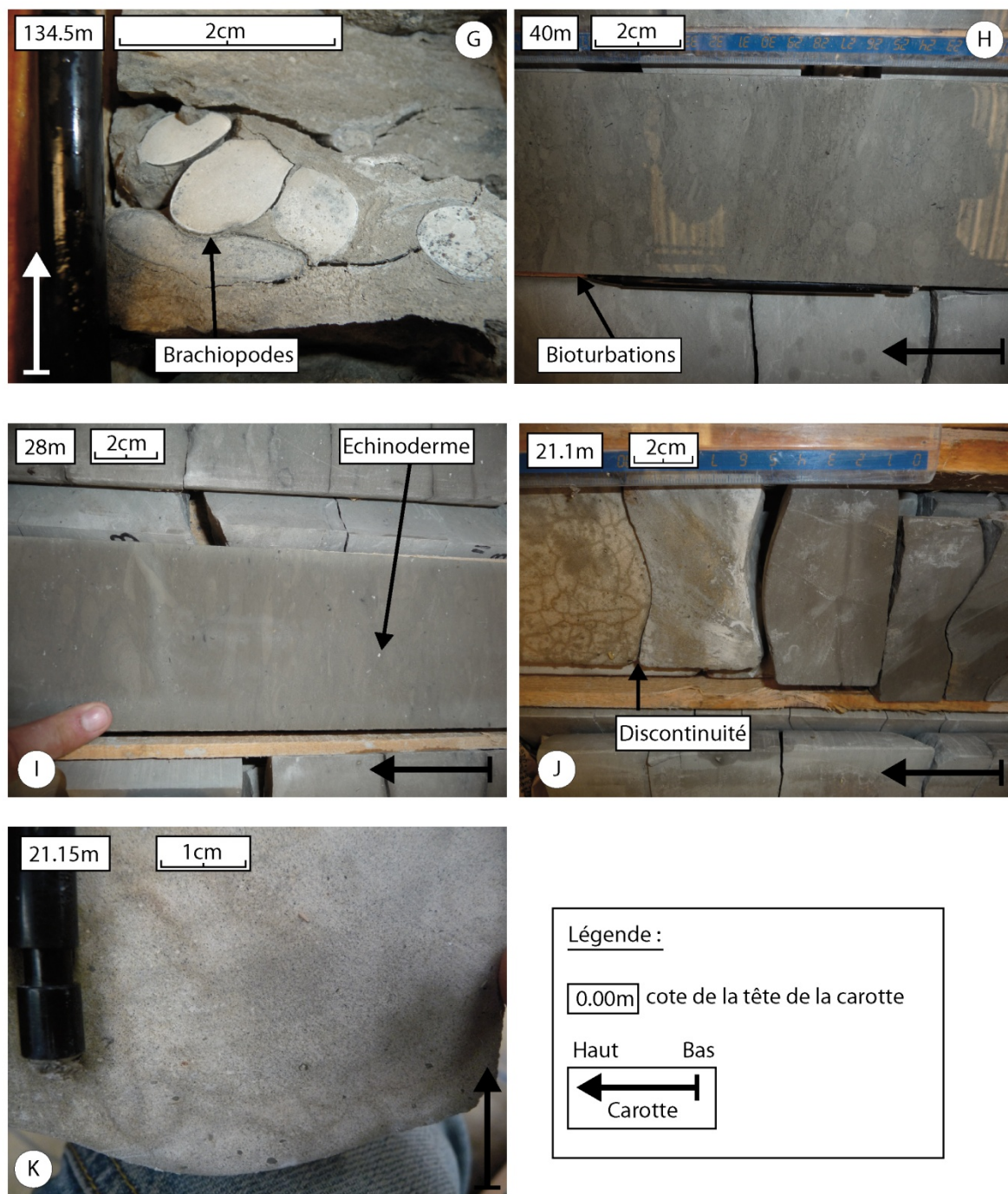


Figure 22 : Microfaciès du Dogger de Couy1

### 3.2.1.2 Cycles stratigraphiques reconnus : définition et faciès

Deux cycles de deuxième ordre et cinq cycles d'ordre inférieurs (3ème et 4ème ordre), limités par des surfaces d'inondation maximale, ont été identifiés sur le puits de Couy1 :

- **Le Cycle CI (limite Toarcien inférieur-moyen/Bajocien supérieur – sommet de la zone à Serpentinus/Zone à Garantiana, sous-zone à Acris) est subdivisé en deux cycles de 3ème ordre : CIa et CIb.**

Le **demi-cycle régressif du cycle CI** enregistre les dépôts marneux d'offshore distal (*Marnes micacées*) datés de la zone à Bifrons qui vont passer progressivement à des calcaires argileux d'offshore proximal. Vers 210m à un banc calcaire perforé est enregistré où il a été observée une accumulation de Gryphées (Lorenz *et al.*, 1992b). La grande discontinuité aalénienne (discontinuité Mid-Cimmérienne - Ziegler, 1990) et son hiatus associé sont datés sur le puits de Couy1 des zones à Murchisonae et Concavum car seule la zone à Opalinum a été reconnue. **Cette discontinuité** composée d'oolithes ferrugineuses illustre une importante condensation qui **correspond à une surface de non-conformité (SB) située en dessous de la MRS (=FS) du Cycle I et du cycle CIb** (Figure 21).

Le **demi-cycle transgressif du cycle CI** enregistre le retour à des dépôts d'offshore inférieur, au sein desquels quelques lumachelles de bivalves ont été observées illustrant des condensations.

La **MFS du cortège transgressif CI et CIb** est située au maximum argileux (167 m) au sein de la Formation des *Marnes et calcaires blanchâtres à bleuâtres*, équivalent latéral des *Marnes à O. Accuminata*.

- **Le Cycle CII (Bajocien supérieur/Callovien moyen – Zone à Garantiana, sous-zone à Acris/Zone à Jason, sous-zone à Jason) est subdivisé en quatre cycles de 3ème ordre CIIa, CIIb, CIIc, CIId.**

Le **cortège régressif du cycle CII** enregistre trois cycles d'ordre inférieur dont le dernier enregistre une phase progradante plus développée.

Le **demi-cycle régressif du cycle CIIa** est caractérisé par une alternance d'argiles et de calcaires argileux de mer ouverte. Une discontinuité nette est observée à 135m marquant une régression brutale (SB). Au dessus de cette limite, des perforations ont été observées qui illustrent une condensation. La **MRS du cycle CIIa** a été positionnée au niveau de la SB.

Le **demi-cycle transgressif du cycle CIIa** enregistre un approfondissement progressif du milieu jusqu'à la MFS située sur le niveau le plus argileux de la série à 114.6m.

**Le cycles CIIb**, globalement aggrado-progradant, et **le cycle CIIc**, globalement progradant, sont enregistrés au sein des *Marnes et calcaires argileux jaunâtre à blanchâtre* du Bathonien. Autant d'après l'étude sédimentologique que d'après l'étude des électrofaciès, l'enrichissement en carbonate à partir d'un niveau plus argileux est clair. **Les MRS** de ces deux cycles ont été positionnés au niveau des bancs où de gros bivalves ont été observés, accompagnés de brachiopodes et dont l'électrofaciès présentait l'enregistrement le plus calcaire. Ces niveaux ne montrent pas le développement de plates-formes carbonatées mais uniquement la fin de progradation suivie d'une condensation enregistrant le début de la transgression.

La deuxième moitié de la Formation des *Marnes et calcaires argileux jaunâtre à blanchâtre* présente des dépôts de mer ouverte condensés.

**La MFS du demi-cycle transgressif CIIc** est positionnée au niveau du pôle le plus argileux de l'ensemble (68m)

Le passage de la Formation des *Marnes et calcaires argileux jaunâtre à blanchâtre* à celle des *Calcaires à oolithes et calcaires fins* se fait par une discontinuité (**SB du cycle CIIId**).

**La MRS (=FS) du cycle CIIId a été positionnée juste au dessus de la SB.**

### **3.2.2 Le Poitou : affleurements, faciès et interprétations environnementale**

#### **3.2.2.1 La coupe de Béruges**

La coupe de Béruges est située au Nord-Est de Béruges, au lieu dit Jean Moulin vers Poitiers. L'affleurement présente une succession de bancs carbonatés oo-bioclustiques durs, très bioturbés (Figure 23) qui ont été datés par Mourier *et al.* (1986) dont les détails seront décrits ci-après.

##### **\* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique**

- Le premier mètre est composé de bancs calcaires pluri-décimétriques bioclustiques à texture packstone où de nombreux terriers ont été recensés.
- Le deuxième mètre est caractérisé par des bancs calcaires décimétriques à texture packstone marqués par une bioturbation intense et l'arrivée des premières oolithes. De nombreux bivalves sont recensés également.
- A partir de 2.50m, l'affleurement présente un calcaire homolithique à texture packstone bioclustique à oolithes où les bioturbations ne sont plus présentes.

- A 3.80m et 4m, deux surfaces ferruginisées ont été observées ainsi que de nombreux crinoïdes.
- A partir de 4m, l'affleurement présente des bancs métriques à texture packstone. La faune de bivalves se raréfie au profit des oolithes qui tiennent une part plus importante. Les bioturbations deviennent très rares.
- A 6.30m, une surface d'implantation de terriers est observée et marque une diminution du contenu faunistique. En effet, au dessus de cette limite, les bivalves deviennent rares et des crinoïdes apparaissent. A 8.35m, un bélemnite a été repéré.
- A 9.45m, les oolithes ne sont plus présentes et une augmentation de la proportion des crinoïdes est observée dans un calcaire principalement bioclastique où quelques bivalves ont été notés.

#### \* Biostratigraphie

Les auteurs de la carte géologique de Poitiers ont recensé plusieurs ammonites qui leur ont permis de dater les premiers 3.80m de la coupe de l'Aalénien (Formation des *Calcaires argileux, calcaires dolomitiques et calcaires bioclastiques* – zones à *Murchisonae*, sous-zone à *Bradfordensis* et zone à *Concavum* – Mourier *et al.*, 1986).

D'après les auteurs de la notice de la carte géologique de Poitiers, les deux surfaces ferruginisées (3.80 et 4m) marquent la limite Aalénien/Bajocien (Mourier *et al.*, 1986).

La suite de la coupe est datée des zones à *Ovalis* et *Sauzei* (Mourier *et al.*, 1986). Elle appartient à la Formation des *Calcaires dolomitiques, bioclastiques, graveleux* du Bajocien.

#### \* Interprétation environnementale

Ces dépôts caractérisent un environnement d'offshore supérieur proximal (bioturbation importante) qui s'approfondit progressivement au sommet de la coupe (présence de crinoïdes et d'un bélemnite). Un environnement d'avant récif est enregistré (export d'oolithes) jusqu'au premier niveau condensé (limite Aalénien/Bajocien). Après un léger approfondissement de nouveaux exports d'oolithes sont enregistrés suivis d'un approfondissement marqué par des faciès à crinoïdes.

$$(XL2: 437679.44; YL2: 2176833.37)$$

Element figures	Env. de dépôts
Quartz	
Oolithes	
Oncoïde	
Coated-grain	
Bivalves	
Foraminifère	
Peloid	
Spongiaire	
Coraux ind.	
Crinoïdes	
Bryozoaires	
Brachiopodes	
Gastéropodes	
Algues	
Serpules	
Bioturbations	

78



### 3.2.2.2 La coupe du Moulin aux Roches

La coupe du Moulin aux Roches (Figure 24) est située sur la carte de Thouars.

\* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

- Jusqu'à 2.75m, l'affleurement présente une succession de bancs carbonatés métriques, partiellement dolomitisés. Le premier mètre est de texture packstone où de nombreux bioclastes ont été observés, ainsi que de quelques spongiaires et bryozoaires. Entre 1m et 2.75m, la texture devient grainstone et le sommet des bancs bioclastiques présente de nombreuses bioturbations. Une surface perforée est repérée à 2.30m.

- De 2.75m à 3.85m, les bancs deviennent décimétriques à texture packstone à grainstone à nombreux niveaux silicifiés (Figure 30-A). Intensément bioturbés, ces bancs renferment des bivalves brisés et en lame mince de nombreux péloïdes et quelques gastéropodes (Figure 30-B et C). Le sommet de cette unité est caractérisé par l'arrivée de quelques oolithes.

- De 4m à 4.50m, une unité dolomitisée est repérée où en lame mince des bivalves et des péloïdes ont été recensés.

De 4.50m au sommet de la coupe, le front de taille présente des bancs décimétriques à métriques à nombreux bivalves et de nombreuses bioturbations accompagnées de silicifications.

\* Biostratigraphie

Sur la carte de Thouars, la limite des zones à *Laeviuscula* et *Propinquans* est définie par Legendre *et al.*, (1989) au niveau d'une surface d'arrêt de sédimentation. Cette surface a été observée vers 2.30m et est caractérisée par des perforations de 1 à 2cm de diamètre.

\* Interprétation environnementale

La base de la coupe avec la présence de bioclastes et de péloïdes indique un milieu relativement calme. Les péloïdes ont été repérés sur l'ensemble de la coupe avec de nombreuses bioturbations associées aux bivalves indiquant un environnement interne protégé.

Le Moulin aux Roches (Baj)

(XL2 : 410686.83 ; YL2 : 2211478.94)

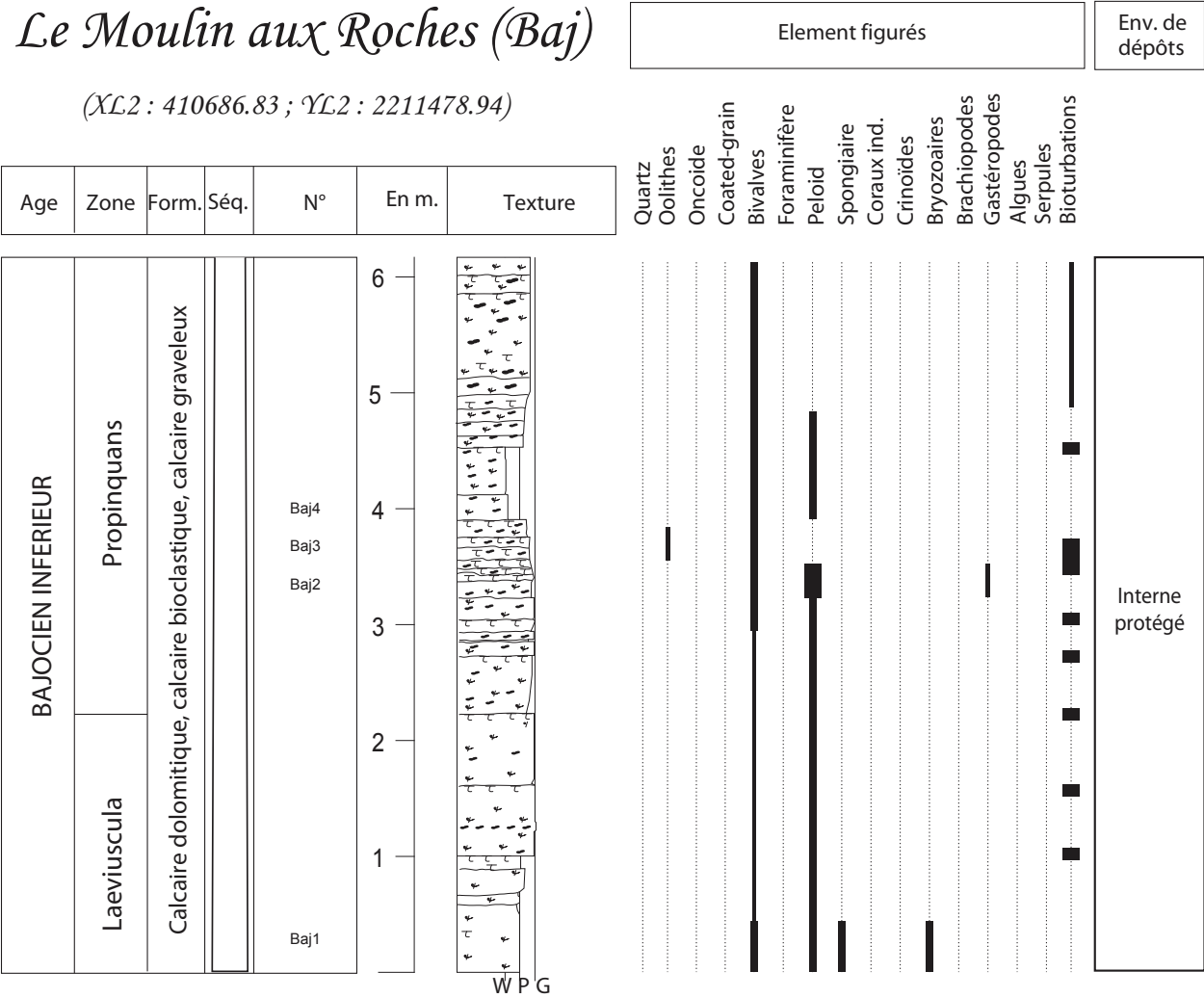


Figure 24 : Coupe du Moulin aux Roches – voir Figure 20 pour la localisation

### 3.2.2.3 La coupe du Fouilloux

La coupe du Fouilloux est située sur la carte de Parthenay (Figure 25). C'est une carrière abandonnée en partie remblayée dont le front de taille présente une succession de bancs carbonatés décimétriques à métriques. Cette carrière est visible en deux parties avec une lacune d'observation d'environ deux mètres entre les cinq premiers mètres et les trois suivants. La datation biostratigraphique de la coupe est proposée d'après les auteurs de la carte de Parthenay (Coubès *et al.*, 1984).

\* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

#### 1ère partie de la carrière :

- La base de la première carrière est composée de bancs calcaires pluri-décimétriques à texture packstone très bioclastiques à nombreux crinoïdes (Figure 30-D) où à 1m a été observée une lumachelle de bivalves.
- Entre 1.5m et 3m, la texture devient wackestone où de nombreux bivalves, péloïdes, et gastéropodes qui ont été observés en lame mince avec quelques foraminifères, bryozoaires, et algues (Figure 30-E).
- De 3m au sommet de la 1ère coupe, la texture devient packstone. De nombreux bioclastes et péloïdes ont été recensés en lame mince avec quelques bryozoaires.

#### 2ème partie de la carrière

Celle-ci présente un front de taille à bancs carbonatés parfois rendus très friables par l'altération.

- Les 0.60m de la coupe présente un calcaire tellement altéré qu'il n'a pas été possible d'observer la faune.
- Entre 0.60m à 1.50m, la coupe est caractérisée par un banc pluri-décimétrique qui expose, à sa base, de nombreux rostrés de bélemnites témoignant d'un approfondissement. En lame mince, la texture est un packstone où de nombreux gastéropodes et quelques bivalves, foraminifères et bryozoaires ont été recensés (Figure 30-F).
- Le dernier mètre de la coupe présente un calcaire bioclastique similaire au précédent au sein duquel de nombreuses oolites ferrugineuses font leur apparition.

\* Biostratigraphie

D'après Coubès *et al.*, (1984) la première partie de la coupe est datée de la zone à *Humphriesianum*. D'après ces mêmes auteurs il existerait une lacune des zones à *Subcontractus* et *Garantiana*.

Les derniers mètres de la coupe sont caractérisés par l'apparition des oolites ferrugineuses (appelées "points ferrugineux" par les auteurs) qui caractérisent la zone à *Parkinsoni* (Coubès *et al.*, 1984).

\* Interprétation environnementale

Les dépôts du Bajocien inférieur caractérisent un environnement d'offshore proximal proche sous influence de tempêtes (présence de lumachelles de bivalves). La MFS majeure du Bajocien supérieur (zone à *Garantiana*) semble localisée au sein de la lacune d'observation. Aucun argument ne nous permet donc de conclure quant à une érosion ou une condensation des zones à *Subcontractus* et *Garantiana*. Après la lacune, l'environnement est ouvert plus profond (bélemnites).

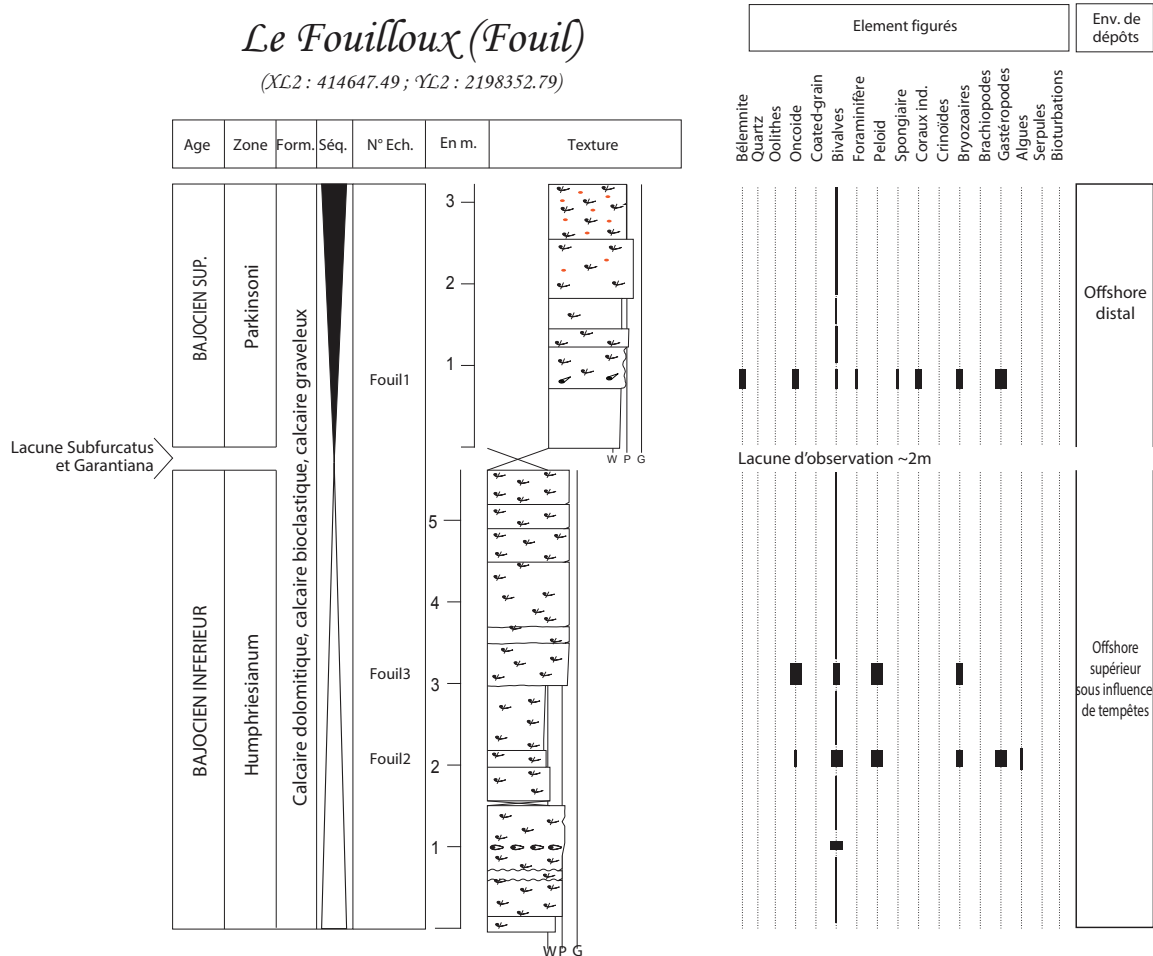


Figure 25 : Coupe du Fouilloux – voir Figure 20 pour la localisation

#### 3.2.2.4 La coupe des Dignes

La coupe des Dignes se situe à l'Ouest de Poitiers. L'affleurement est une falaise haute d'environ 20 mètres. Cette coupe est marquée par de nombreux silex isolés ou formant des barres siliceuses continues qui ponctuent la coupe de sa base au sommet (Figure 26).

##### \* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

Les dix premiers mètres de la coupe correspondent à la Formation des *Calcaires dolomitiques, bioclastiques, graveleux*.

- Les trois premiers mètres de la coupe présentent un calcaire bioclastique à silex. Les bancs, pluri-décimétriques à métriques, sont de texture wackestone-packstone. Chaque sommet de bancs est caractérisé par de nombreuses bioturbations. Vers 1.20m, un niveau ferruginisé souligne une implantation de terriers (Figure 30-G et H). En lame mince, la texture est wackestone à packstone à nombreux bryozoaires, oncoïdes, grains enrobés et quelques foraminifères.

- Après un niveau homolithique à texture wackestone-packstone où il a été observé de nombreux silex, vers 4.50m un lit de silex aligné a été repéré. La texture est devenue packstone et en lame mince, de nombreux bivalves, grains enrobés, péloïdes et gastéropodes ont été recensés avec quelques spongiaires (Figure 30-I). Jusqu'à 6m, la succession est similaire à celle décrite ci-avant.

- A partir de 6m, les bancs deviennent plus épais (~1mètre d'épaisseur) de texture packstone. Les bivalves restent toujours très présents et en lame mince il a été observé des péloïdes, grains enrobés, gastéropodes et un brachiopode. Les lits de silex ponctuent toujours la coupe jusque vers 10m.

- A partir de 10.5m, les silex deviennent très peu nombreux. Un banc homolithique bioclastique de 3m est repéré. Il est ponctué de quelques silex. En lame mince, des foraminifères, grains enrobés et un gastéropode ont été recensés (Figure 30-J).

- Jusqu'au sommet de la coupe, la série reste similaire à celle décrite à partir de 10.50m.

##### \* Biostratigraphie

Le premier ensemble à nombreux niveaux silicifiés constitue le sommet du Bajocien supérieur (Formation du *Calcaire dolomitique, calcaire bioclastique et calcaire graveleux*) daté de la zone à Parkinsoni (Mourier *et al.*, 1986).

Vers 10.50m, un banc intensément bioturbé à nombreux silex marque la limite Bajocien/Bathonien (Mourier *et al.*, 1986).

La suite de la coupe représente donc la Formation des *Calcaires graveleux* datés de la zone à Zigzag (Mourier *et al.*, 1986).

\* Interprétation environnementale

De nombreuses implantations de terriers, accompagnées de nombreux bioclastes et silex (terriers silicifiés?) marquent le début de la coupe. La faune est relativement pauvre et se résume à la présence de bivalves. Ces dépôts caractérisent un environnement d'offshore proximal.

Les Dignes (DIG)

(XL2 : 440709.99 ; YL2 : 2181488.57)

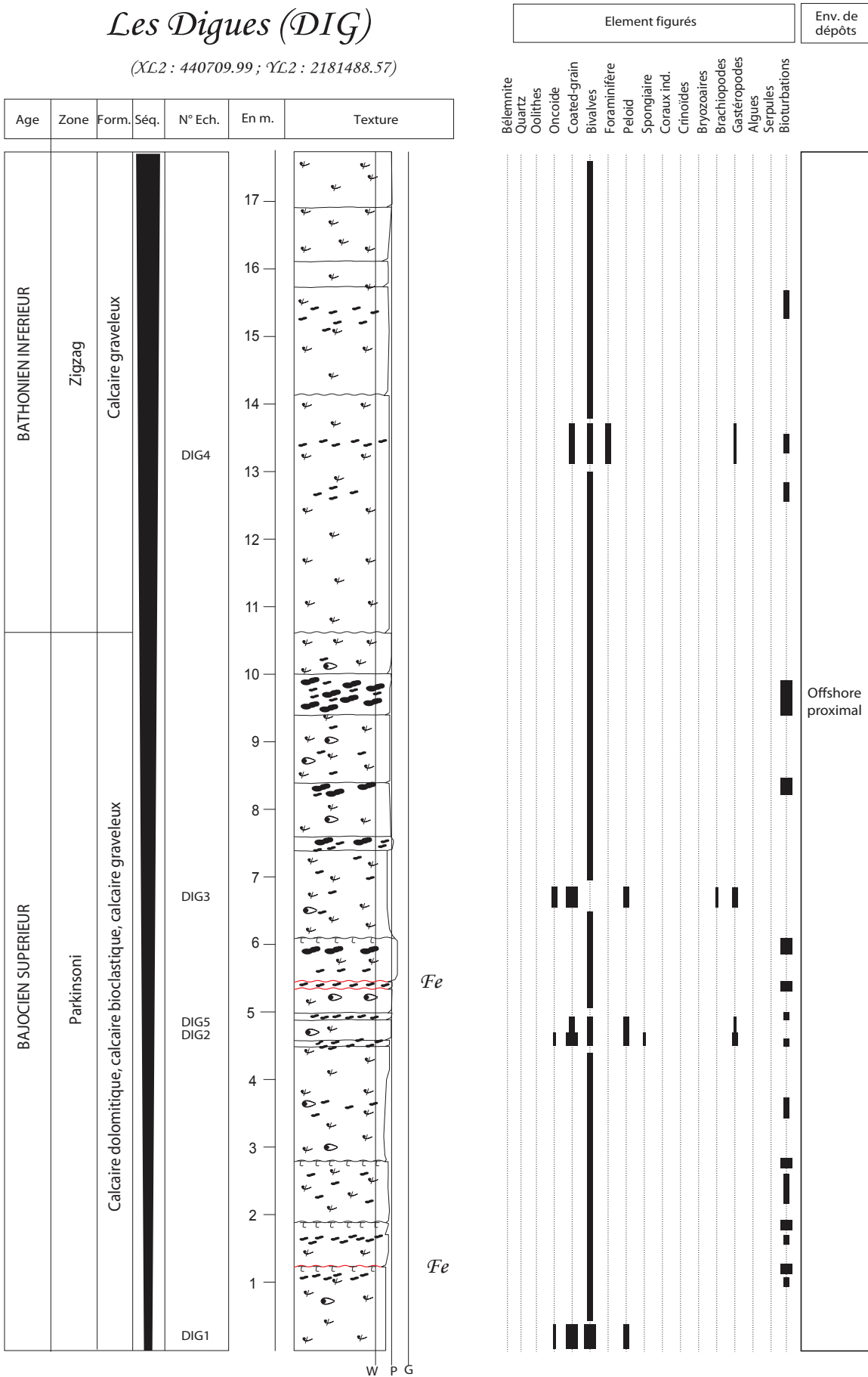


Figure 26 : Coupe des Dignes – voir Figure 20 pour la localisation

### 3.2.2.5 La coupe de Lavoux

La coupe de Lavoux est située à l'Ouest de Chauvigny (Figure 27). C'est une carrière abandonnée très altérée qui permet de suivre la succession lithologique et biostratigraphique décrite par Cariou (1961).

\* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

Cet affleurement présente un calcaire beige bioclastique de texture packstone homogène sur l'ensemble des cinq mètres levés.

En lame mince, la texture est un wackestone-packstone biocorroqué à nombreux péloïdes où ont été notés quelques bivalves et crinoïdes accompagnés ponctuellement de foraminifères, oncoïdes, gastéropodes et de bryozoaires (Figure 30-K).

\* Biostratigraphie

Cet affleurement est situé d'après Cariou (1961) au sein de la Formation des *Calcaires oolithiques*, *Calcaires fins*, datée de la zone à *Gracilis*, sous-zone à *Grossouvrei*.

\* Interprétation environnementale

Les crinoïdes sont un indice de mer ouverte. Les nombreux péloïdes observés en lames minces caractérisent un milieu calme. Les dépôts décrits ci-dessus caractérisent un milieu marin ouvert de rampe carbonatée ouverte peu profonde.



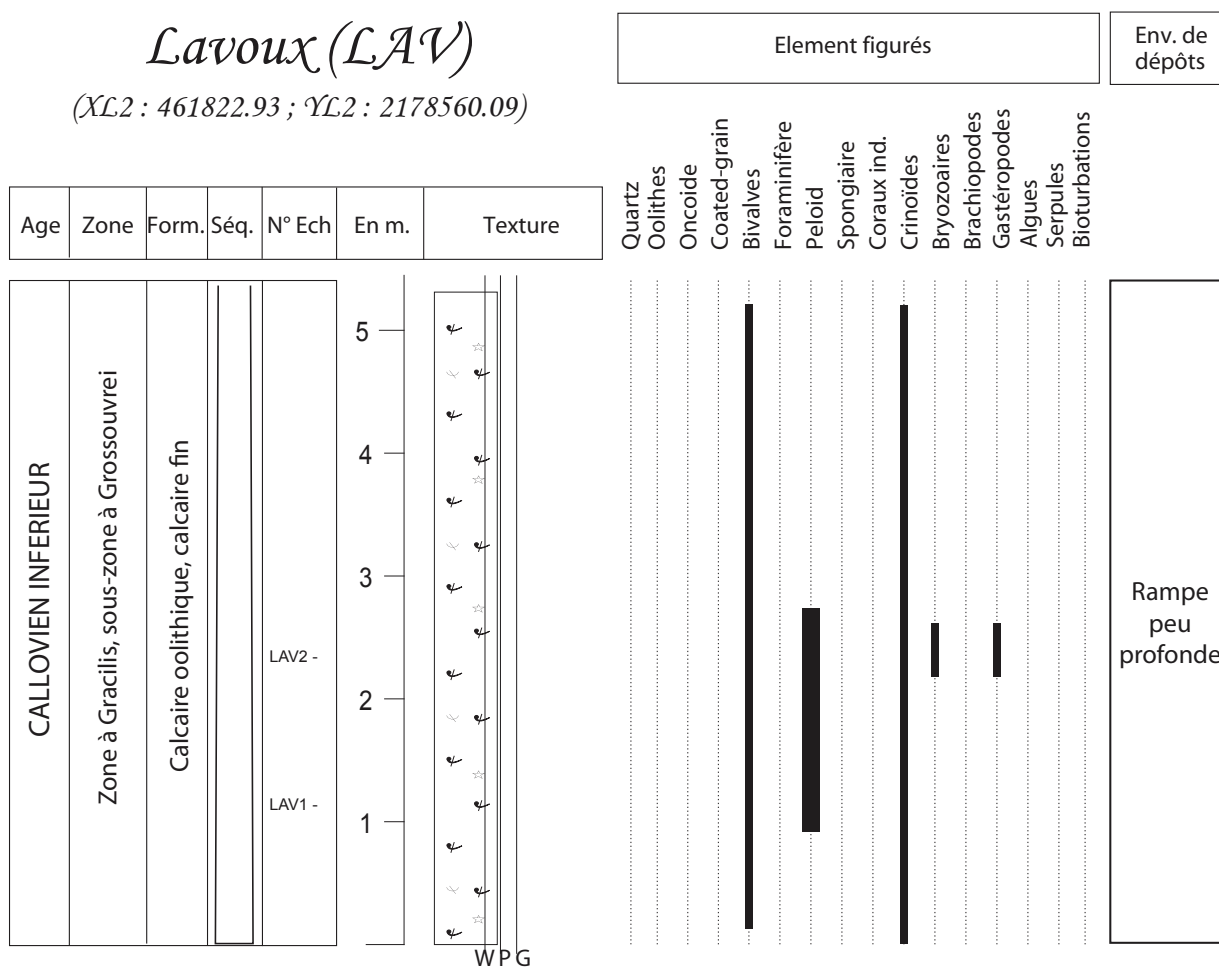


Figure 27 : Coupe de Lavoux – voir Figure 20 pour la localisation

### 3.2.3 Le Berry : affleurements, faciès et interprétations environnementale

#### 3.2.3.1 La coupe de Bruère Allichamps

La coupe de Bruère Allichamps est située au Nord-Est de Châteauroux sur la carte de St-Amand de Montrond. C'est une carrière abandonnée qui présente un front de taille de 9m (Figure 28).

#### \* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

L'affleurement présente un calcaire à bancs pluri-décimétriques, oolithique à texture grainstone monotone. En lame mince, ce grainstone présente des oolites micritisées accompagnées de nombreux ooïdes et de nombreux foraminifères pour la plupart bisériés (Figure 30-L et M). Les grains sont cimentés par de la sparite.



### 3.2.3.2 La coupe de Boisramier

La coupe de Boisramier est située à l'Est du village de Boisramier. C'est une ancienne carrière réaménagée en site naturel d'escalade dont le front de taille mesure environ 20m (Figure 29).

\* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

C'est un calcaire oolithique à passées micritiques. La série est très homogène où quelques limites de bancs sont soulignées à l'affleurement par des niveaux bioturbés. C'est un grainstone qui présente des oolithes micritisées accompagnées de nombreux ooïdes cimentés par de la sparite (Figure 30-N et O). Aucun autre élément de faune n'a été observé sur les lames-minces.

\* Biostratigraphie

Le Bathonien de la carte géologique d'Ardentes n'a pas été daté. Le passage Bajocien/Bathonien est défini par la fin des couches silicifiées attribuées au Bajocien (Lorenz et Lorenz, 1967).

\* Interprétation environnementale

La présence d'oolithes comme unique élément figuré en lame mince, indiquerait un milieu de haut-fond oolithique.

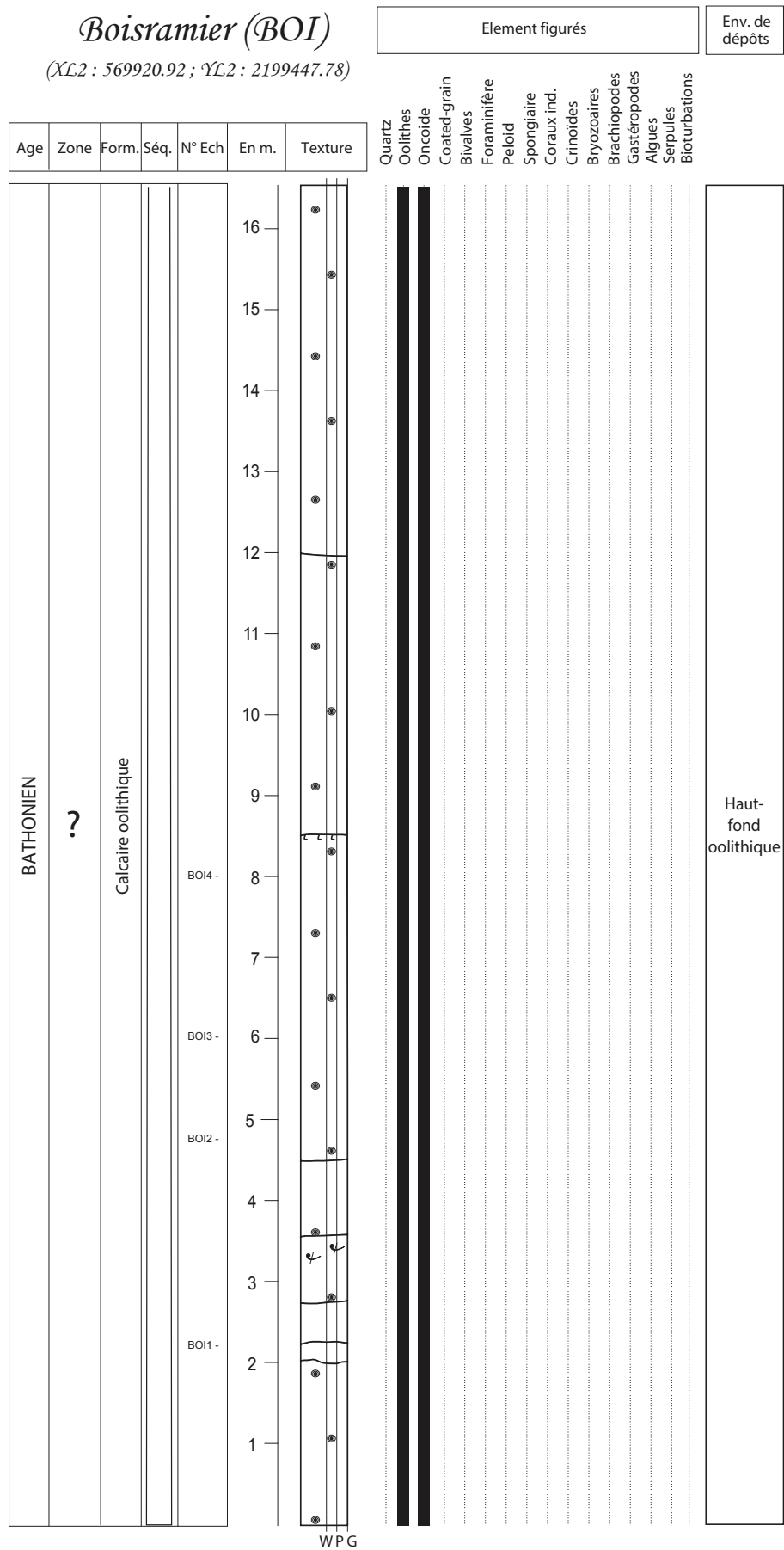
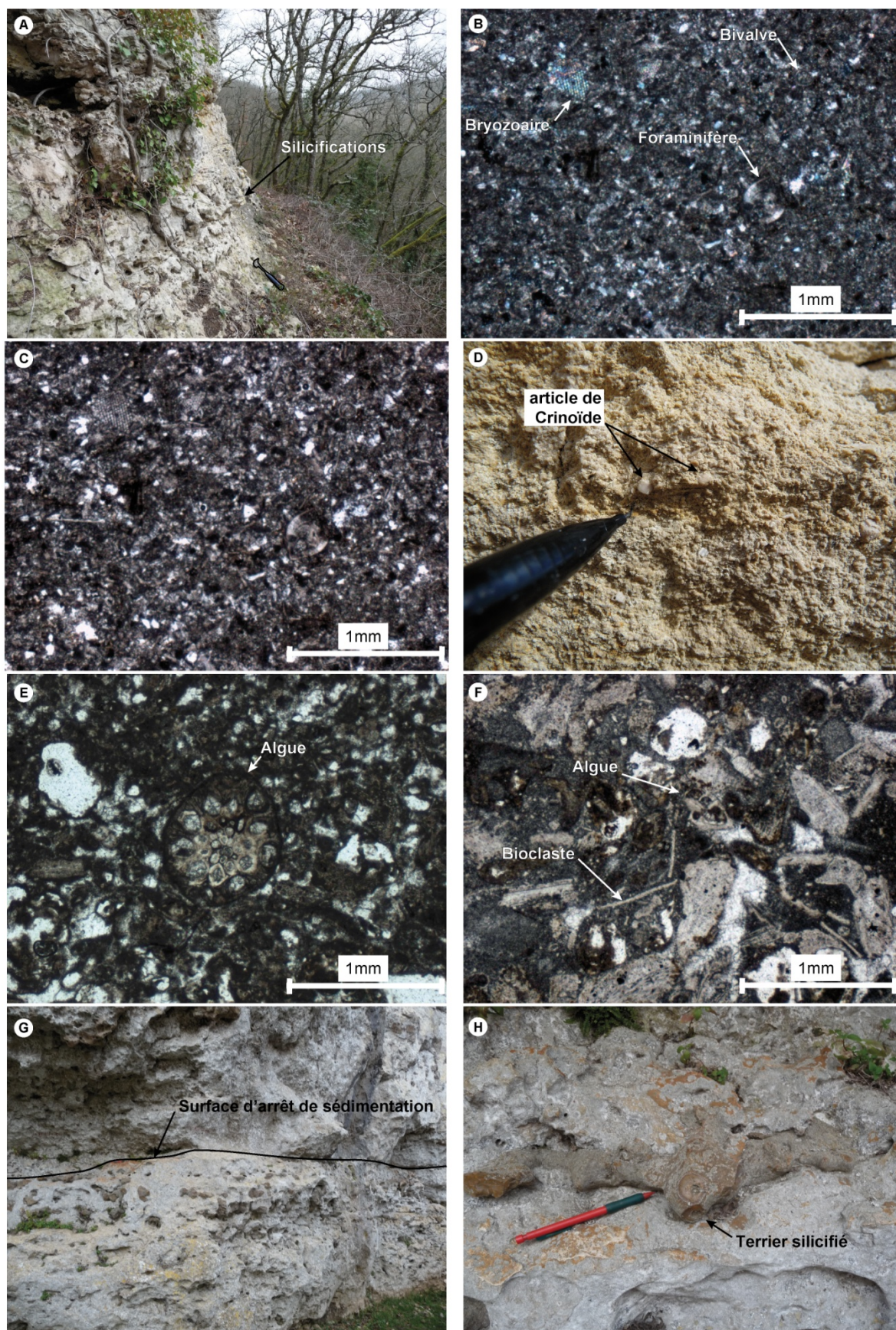
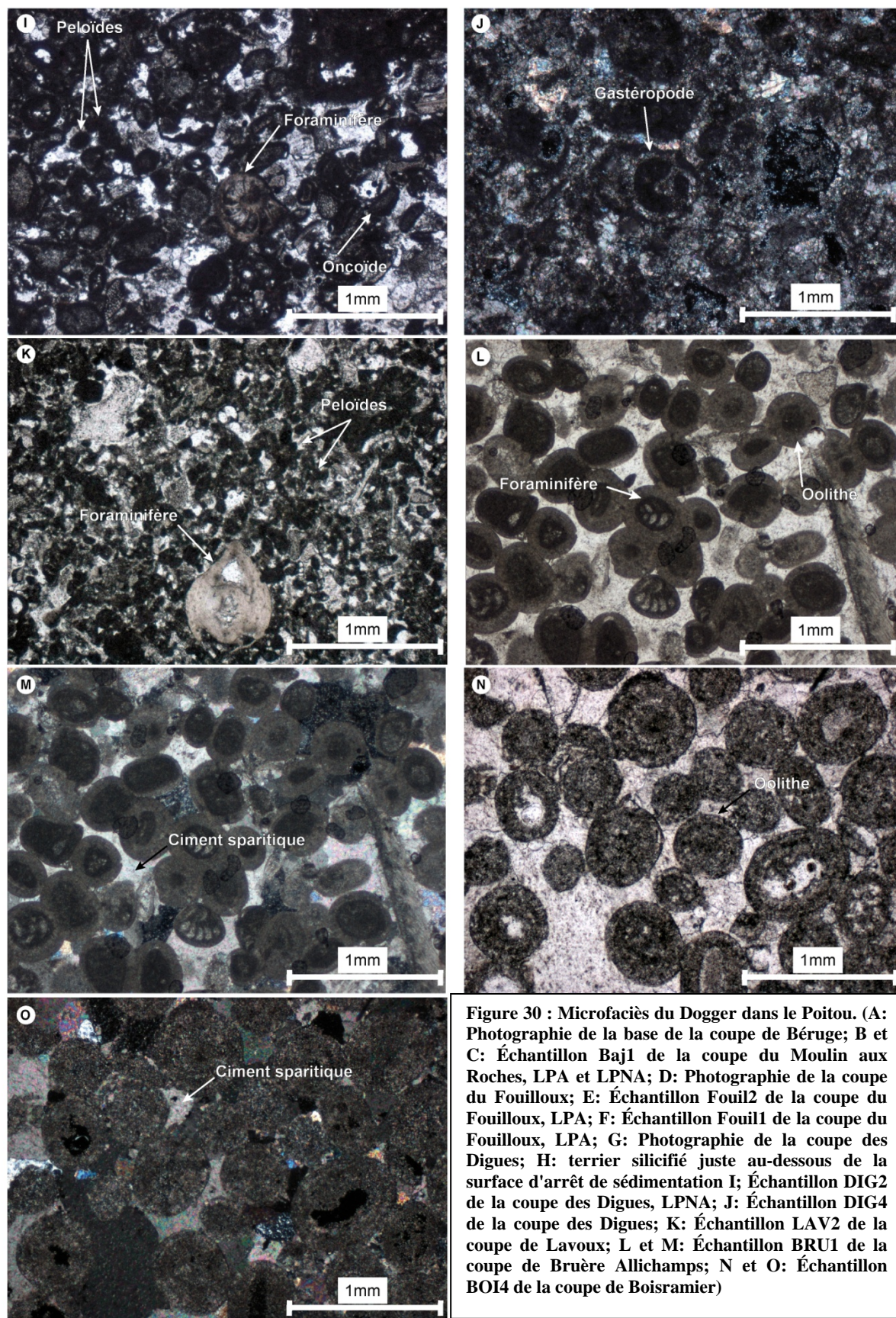


Figure 29 : Coupe de Boisramier – voir Figure 20 pour la localisation









### 3.3 LE DOGGER EN SUBSURFACE : DEFINITION DES ELECTROFACIES

Quatre transects diagraphiques ont été réalisés au Nord des affleurements. Parmi ces transects, deux sont orientés Ouest-Est, un est orienté Sud-Ouest/Nord-Est et le dernier est une boucle permettant de s'approcher au plus proche des affleurements (Figure 35).

#### 3.3.1 Habillage biostratigraphique et lithostratigraphique du puits de Boussay1

##### 3.3.1.1 Calage du puits de Boussay1 par rapport aux affleurements et aux notices de cartes géologiques

Comme déjà dit dans le chapitre 2, dans le but de caler en âge et en faciès le puits de Boussay1, les données issues des affleurements étudiés (*cf.* 3.2.2.) ainsi que la notice de la carte géologique de Poitiers ont été utilisées. La combinaison de ces données a permis de repositionner les nomenclatures lithostratigraphiques du Poitou (Figure 31).

##### ➤ Calage de la base et du sommet du log composite avec le puits de Boussay1

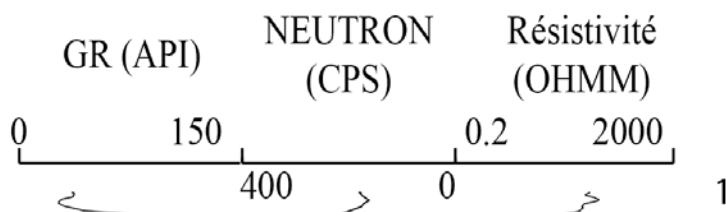
Le passage Toarcien/Aalénien est caractérisé par la fin de l'enregistrement des marnes toarciennes et l'enrichissement en calcaire parfois progressif, ou brutal de l'Aalénien (Mourier, 1980; Mourier, 1983; Mourier *et al.*, 1986). Ce niveau de la base du Dogger a été repéré sur le log de Boussay1.

La base du Bathonien est caractérisée par le passage de calcaire argileux crinoïdiques à un calcaire pisolithique graveleux massif à silex (Mourier *et al.*, 1986). Ce passage a été interprété en diagraphie au niveau de la rupture importante du gamma-ray repérée à 515 m.

Le sommet du Bathonien est caractérisé par une "surface d'usure" nette sur laquelle est enregistrée la sédimentation argileuse callovienne (Mourier *et al.*, 1986). Ce niveau a été repéré sur le puits de Boussay à 466.5m au niveau d'une variation rapide de la radioactivité de faible à forte.

##### 3.3.1.2 Définition des électrofaciès du puits de Boussay1

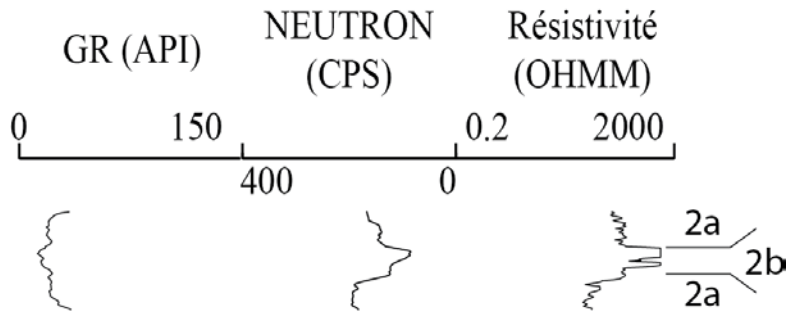
###### \* Unité 1





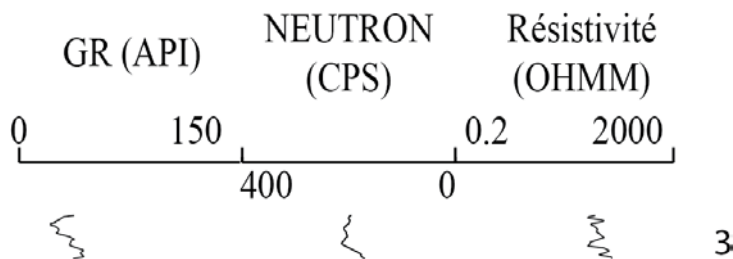
Le premier faciès diagraphique 1 est caractérisé par un enrichissement rapide ou progressif en calcaire illustré par une diminution rapide de la radioactivité contemporaine d'une diminution de la porosité et une augmentation des valeurs du sonic. Ce premier faciès est bien cimenté.

\* Unité 2



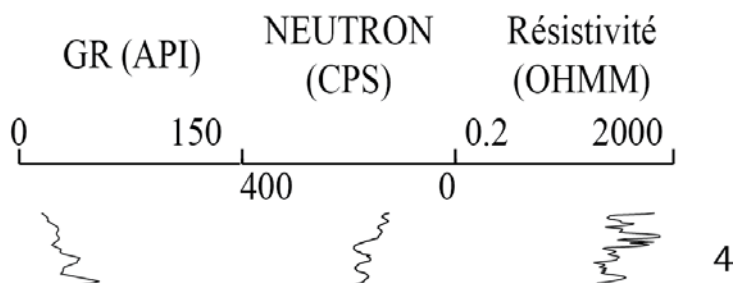
Ce second électrofaciès débute par un calcaire poreux faiblement radioactif (2a) puis est caractérisé par un niveau très peu radioactif, très induré (2b) pour revenir sur un calcaire faiblement poreux un peu plus radioactif (2a).

\* Unité 3



L'unité 3 est caractérisée par des valeurs de radioactivité allant de forte à faible et une porosité élevée. Les valeurs de résistivité n'évoluent pratiquement pas.

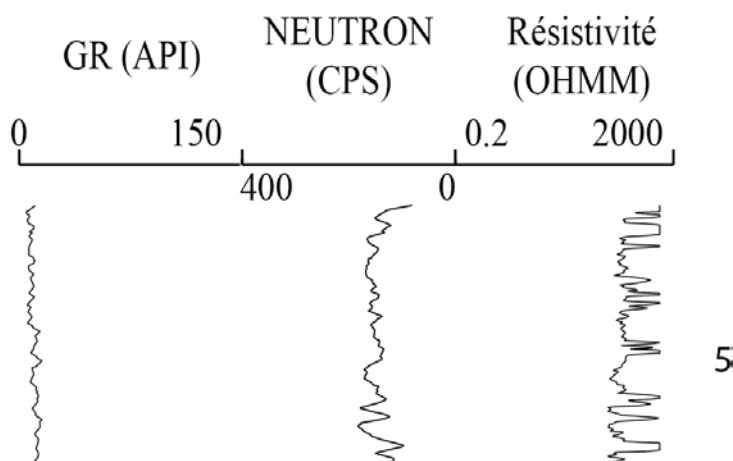
\* Unité 4



L'unité 4 présente des valeurs de radioactivité diminuant progressivement en parallèle de valeurs de neutron qui diminuent et de résistivité qui augmentent.



\* Unité 5



L'unité 5 est caractérisée par un gamma-ray cylindrique, faiblement radioactif. La porosité varie très fortement en parallèle de la résistivité. Le sommet de l'unité est caractérisé par un niveau très induré (unité 2b) comme le montrent les valeurs de neutron faibles et de résistivité forte.

### 3.3.1.3 Caractéristiques pétrophysiques des formations et interpolation en termes d'électrofaciès

\* La Formation des Calcaires argileux dolomitique ou bioclastiques (Aalénien):

Cette formation est caractérisée des calcaires argileux à grains fins passant à des calcaires dolomitiques puis bioclastiques à oolithes et à quelques niveaux de silex (voir 3.2.2.1. ; Mourier, 1983 et Mourier *et al.*, 1986). Ce niveau est donc bien cimenté non poreux.

Bien que l'épaisseur à l'affleurement ne corresponde pas à celle sur le puits, **l'électrofaciès 1** correspond à l'Aalénien.

\* La Formation des Calcaires +/- dolomitique, graveleux massif (Bajocien)

Cette formation est divisée en trois membres :

- Le premier membre est caractérisé par un calcaire graveleux dolomitique (donc faiblement radioactif, et une porosité faible à élevée) surmonté par un niveau oolithique (zone à Ovalis, base zone à Sauzei ; horizon à Laeviuscula – Mourier, 1983; Mourier *et al.*, 1986). La base du premier membre définit **l'électrofaciès 2a** alors que le niveau oolithique bien cimenté correspond à **l'électrofaciès 2b** très induré.

- Au dessus de ce repère oolithique, le deuxième membre présente un calcaire grenu bioclastique (voir 3.2.2.1.) à bélemnites, lamellibranches et bivalves brisés daté de la zone à Sauzei et Humphriesianum –Mourier *et al.*, 1986). Ce calcaire grenu présente donc une porosité pouvant être relativement élevée (**électrofaciès 2a**).

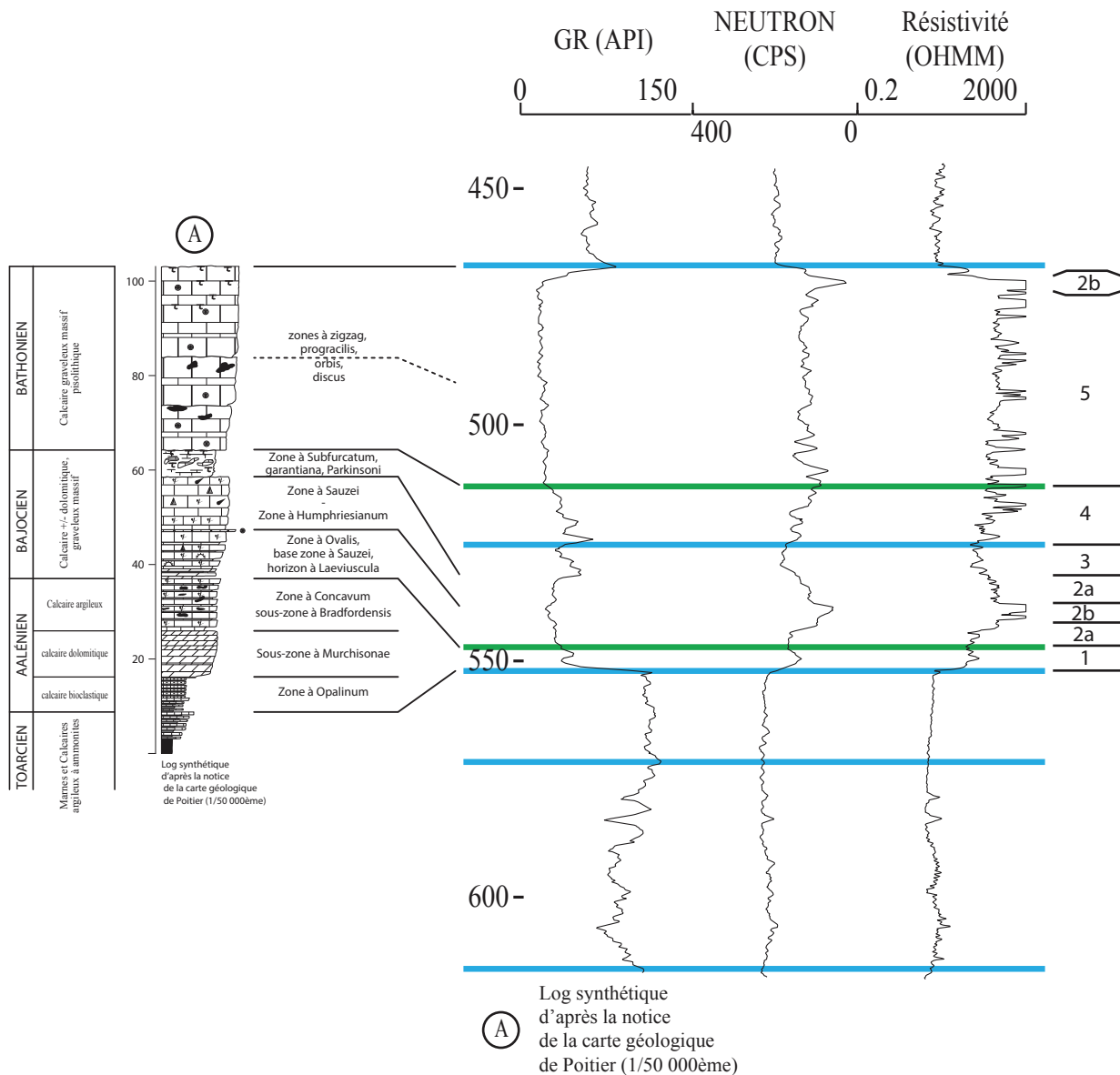
- Le dernier membre de la Formation des *Calcaires +/- dolomitique, graveleux massif* est caractérisé par un calcaire argileux bioclastique, crinoïdique à nombreux terriers dont le sommet est caractérisé par une surface usée qui marque le passage Bajocien moyen-supérieur (zones à Subfurcatum, Garantiana, Parkinsoni – Mourier *et al.*, 1986). C'est un calcaire argileux qui correspond parfaitement aux **électrofaciès 3 et 4** argilo-calcaires qui sont situés juste au-dessous de l'électrofaciès 5 dont la limite basale est caractérisée par une rupture franche entre des valeurs de radioactivité fortes à faibles.

\* La Formation des *Calcaires graveleux massifs pisolithiques* (Bathonien)

Cette formation est caractérisée par des calcaires bioclastiques à crinoïdes ponctués par quelques oolithes et silex. C'est une formation très indurée qui forme les falaises de la vallée du Clain datées des zones à Zigzag, Progracilis, Orbis et Discus (Mourier *et al.*, 1986). Ce faciès très induré correspond à **l'électrofaciès 5**, faiblement radioactif et d'une porosité moyenne.

Le sommet de la série est caractérisé par une surface d'arrêt de sédimentation très indurée qui caractérise, au dessus de l'unité 5, l'électrofaciès type 2b.

## BOUSSAY-1



**Figure 31 : Habillage biostratigraphique et lithostratigraphique du puits de Boussay**

### 3.3.2 Habillage biostratigraphique et lithostratigraphique de Saint-Georges-sur-Moulon1

### 3.3.2.1 Calage du puits de Saint-Georges-sur-Moulon<sup>1</sup> par rapport aux affleurements et aux notices de cartes géologiques

Comme déjà dit dans le chapitre méthodologie, dans le but de caler en âge et en faciès le puits de Saint-Georges-sur-Moulon<sup>1</sup>, les données issues (1) des affleurements étudiés (*cf.* 3.2.3.), (2) du puits de Couy<sup>1</sup> (*cf.* 3.2.1.) ainsi que de (3) la notice de la carte géologique de Nérondes

(Lablanche *et al.*, 1992) ont été utilisées. La combinaison de ces données a permis de repositionner les nomenclatures lithostratigraphiques du Berry sur le puits de Saint-Georges-sur-Moulon (Figure 32).

➤ **Calage avec Couy**

Comme indiqué précédemment (3.2.1.), le puits de Couy<sup>1</sup> a été carotté entièrement et a été entièrement diagrammé. Ainsi, la correspondance avec le puits de Saint-Georges-sur-Moulon<sup>1</sup> a été effectuée par corrélations en appliquant les concepts de la stratigraphie séquentielle (Figure 32).

➤ **Calage de la base et du sommet du log composite avec le puits de Saint-Georges-sur-Moulon**

- La limite Toarcien/Aalénien est caractérisée par une rupture nette entre les marnes toarciennes et l'enrichissement brutal en calcaire de l'Aalénien (Lablanche *et al.*, 1992). Ce niveau est remarquable sur Saint-Georges-sur-Moulon par une rupture rapide de la radioactivité passant de fort à faible.

- Puis le niveau à oolites ferrugineuses (*Calcaires de Dejointes*, *Calcaires à oolites ferrugineuses*) marquant le passage Aalénien/Bajocien (Lablanche *et al.*, 1992) a été interprété sur le puits de Saint-Georges-sur-Moulon au niveau des pics élevés de résistivité et de neutron à 650m.

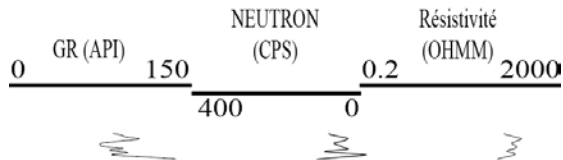
- Le niveau des *Marnes et Calcaires blanchâtre à bleuâtre*, équivalents latéraux des *Marnes à Accuminata*, est repéré entre deux niveaux carbonatés : le *Calcaire de Dejointes*, *Calcaires à oolites ferrugineuses* et les *Calcaires de Nérondes* (datés du Bathonien). Ce niveau marneux est marqué par des valeurs de radioactivité fortes et a été repéré entre deux ruptures nettes à radioactivité faible. La base du Bathonien est donc bien mise en évidence.

- Les premiers dépôts calloviens sont caractérisés par des *Calcaires à oolites et calcaires fins* qui marquent une rupture nette avec les calcaires marneux du Bathonien sous-jacents (Lablanche *et al.*, 1992). Celui-ci est repéré par "cuttings" sur le puits de Saint-Georges-Sur-Moulon à 505m.

### 3.3.2.2 Définition des électrofaciès du puits de Saint-Georges-Sur-Moulon

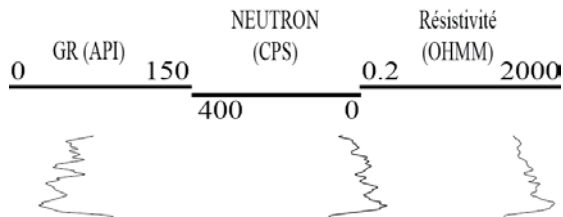
Les différents électrofaciès définis ci-après sont illustrés Figure 32.

#### \* Unité 1



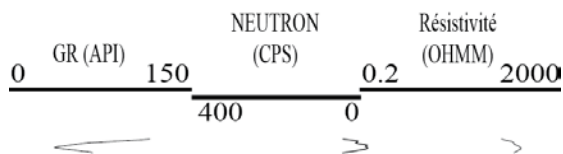
Le premier faciès diagraphique 1 est caractérisé par un enrichissement rapide en calcaire illustré par une diminution rapide de la radioactivité vers des valeurs moyennes, contemporaine d'une diminution des valeurs de porosité et une augmentation des valeurs du sonic. Ce premier faciès est bien cimenté.

#### \* Unité 2a



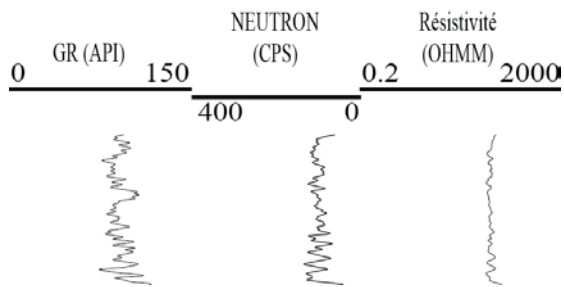
L'électrofaciès 2a est caractérisé par une augmentation progressive des valeurs de radioactivité parallèlement à une augmentation des valeurs de neutron et d'une diminution des valeurs de résistivité.

#### \* Unité 2b



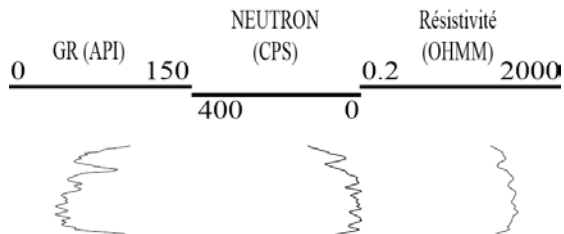
Cet électrofaciès 2b est défini par de très faibles valeurs de radioactivité et des valeurs de neutron faibles et de résistivité élevées.

\* Unité 3



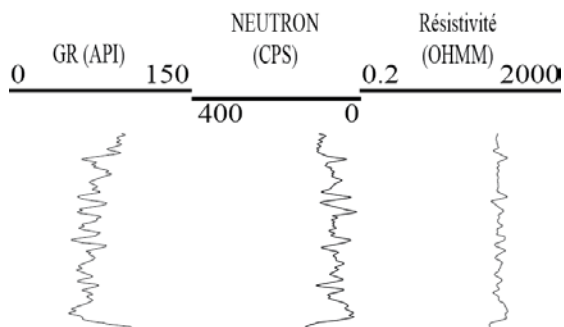
L'électrofaciès 3 est caractérisé par des valeurs de gamma-ray relativement cylindriques alternant faiblement entre des valeurs élevées à faibles parallèlement aux valeurs de neutron élevées à faibles. Les valeurs de résistivité sont homogènes et moyennes.

\* Unité 4



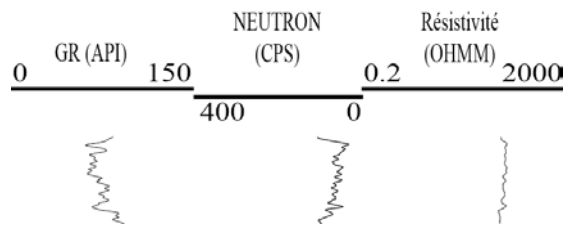
L'électrofaciès 4 présente des valeurs de radioactivité faibles, de neutron faibles et de résistivité relativement élevées.

\* Unité 5a



L'électrofaciès 5a est caractérisé par des valeurs de radioactivité augmentant régulièrement, entrecoupées de pics de radioactivité plus faibles. Les valeurs de neutron évoluent de la même manière. Les valeurs de résistivité restent homogènes dans des valeurs moyennes.

\* Unité 5b



L'électrofaciès 5b présente des valeurs de radioactivité diminuant régulièrement entrecoupées de pics de radioactivité plus forte. Les valeurs de neutron évoluent parallèlement. Celles de la résistivité restent homogènes.

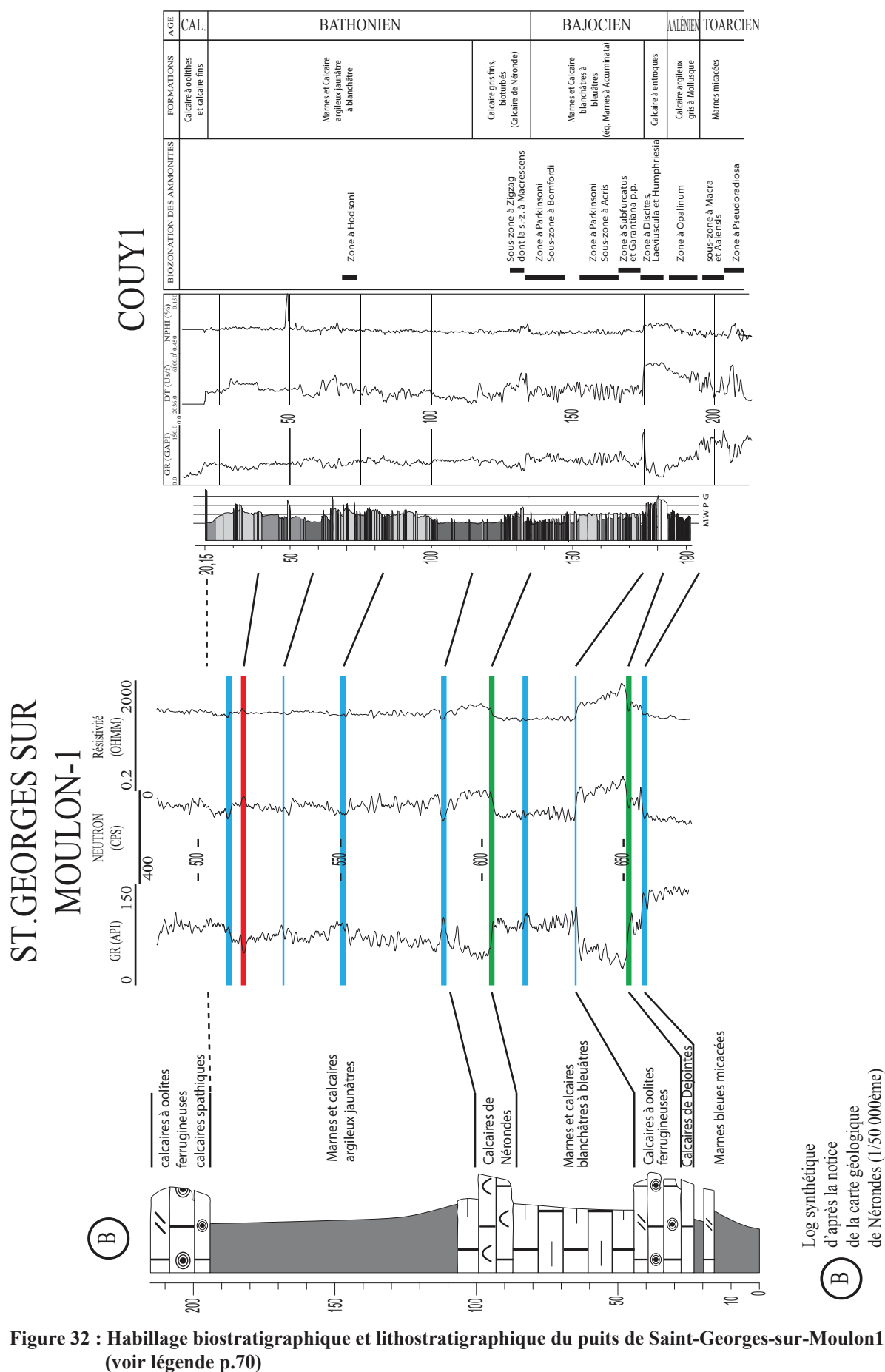


Figure 32 : Habillage biostratigraphique et lithostratigraphique du puits de Saint-Georges-sur-Moulon1 (voir légende p.70)



### 3.3.2.3 Caractéristiques pétrophysiques des formations et interpolation en termes d'électrofaciès

\* La Formation des *Calcaires de Dejointes* (Aalénien)

Cette formation est caractérisée par des calcaires argileux à crinoïdes datés de l'Aalénien (de la zone à *Opalinum* à la zone à *Subfurcatus* – Lablanche *et al.*, 1992). Ce calcaire argileux correspond bien à l'**électrofaciès 1** dont la radioactivité est moyenne et le neutron aussi.

\* La Formation des *Calcaires à oolithes ferrugineuses* (Bajocien)

Cette formation est caractérisée par un calcaire bioclastique, graveleux, noduleux dont le sommet est marqué par une surface perforée, encroutée (Lablanche *et al.*, 1992). C'est donc un calcaire qui peut être poreux ou non, parfois cimenté ou non et dont le sommet de la formation est bien cimenté non poreux. L'**électrofaciès 2a** correspond bien à la base de cette formation, surmonté par un niveau plus induré, illustré par l'**électrofaciès 2b**.

\* La Formation des *Marnes et calcaires blanchâtres à bleuâtres* (Bajocien)

Cette formation (équivalent latéral des *Marnes à Accuminata*) présente des alternances de marnes blanchâtres et de calcaires argileux qui se débitent en dalles de 10 à 30cm. Situé entre la formation précédente et les *Calcaires de Nérondes*, l'**électrofaciès 3** lui correspond (forte radioactivité, faible résistivité).

\* La Formation des *Calcaires de Nérondes* (Bathonien)

Le *Calcaire de Nérondes* est un calcaire fin gris souvent bioturbé dont les bancs peuvent être centimétriques à pluri-décimétriques (Lablanche *et al.*, 1992). Ce sont donc des calcaires très peu radioactifs, bien cimentés. Ils correspondent à l'**électrofaciès 4**.

\* La Formation des *Marnes et calcaires argileux jaunâtres* (Bathonien)

Épaisse de 80m, cette formation est définie par des marnes blanches qui alternent avec des calcaires argileux datés de la zone à *Retrocostatum* et de la base de la zone à *Discus* (Lablanche *et al.* 1992). N'ayant pas plus d'information, au niveau de l'épaisseur sur le puits de Saint-Georges-sur-Moulon, cette formation correspondrait aux **électrofaciès 5a** et **5b**.

### 3.4 SYNTHÈSE DES ÉLECTROFACIÈS : MODÈLE DE SIGNATURE DIAGRAPHIQUE DU JURASSIQUE MOYEN DU SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS

A partir du précédent travail, cinq électrofaciès ont été identifiés pour le Jurassique moyen du Sud-Ouest du Bassin de Paris à partir des outils gamma-ray, résistivité et neutron (Figure 33). Ces électrofaciès définissent différents environnements de dépôts synthétisés ci-dessous :

\* Électrofaciès I : Offshore supérieur distal

Il est caractérisé par de nombreuses alternances de bancs argilo-carbonatés et d'interlits plus argileux. Les valeurs de gamma-ray varient de moyenne à forte parallèlement aux valeurs de résistivité allant de moyenne à faible. De texture mudstone à wackestone, cet électrofaciès est caractérisé par de nombreux bélemnites et crinoïdes.

\* Électrofaciès II : Calcaire bioclastique d'avant récif

Il est caractérisé par une radioactivité qui diminue parallèlement à une augmentation des valeurs de résistivité. De texture mudstone à packstone, cet environnement est souvent caractérisé par des alternances de calcaires argileux à bélemnites, crinoïdes et lumachelles de bioclastes (tempestites)

\* Électrofaciès III : Calcaire bioclastique

Cet environnement de dépôt est caractérisé par des valeurs de radioactivité très faible et de résistivité très forte. C'est un calcaire bioclastique bien cimenté, parfois silicifié où des condensations peuvent être mises en évidence.

\* Électrofaciès IV : Calcaire bioclastique d'arrière récif

Cet environnement est caractérisé par un gamma-ray cylindrique de radioactivité moyenne parallèlement à des valeurs de résistivité moyenne à forte.

\* Électrofaciès V : Calcaire oolithique

Cet environnement de dépôt est caractérisé par des valeurs de radioactivité très faible et de résistivité très forte. Difficilement différenciable de l'électrofaciès précédent, les déblais ("cuttings") ont été utilisés afin de les différencier. C'est un calcaire oolithique à texture packstone à grainstone très peu radioactif.

**Ce modèle permet d'habiller l'ensemble des transects utilisés en faciès et lithologies.**

**Ces correspondances ont été testées sur les corrélations régionales. Celles-ci sont résumées entre les puits de Boussay<sup>1</sup> et Saint-Georges-sur-Moulon<sup>1</sup> (Figure 34).**

**Ensuite nous extrapolerons les faciès reconnus sur les corrélations diagrapiques de l'ensemble du Sud-Ouest du Bassin de Paris et en Lorraine grâce aux données de Gaumet (1997).**

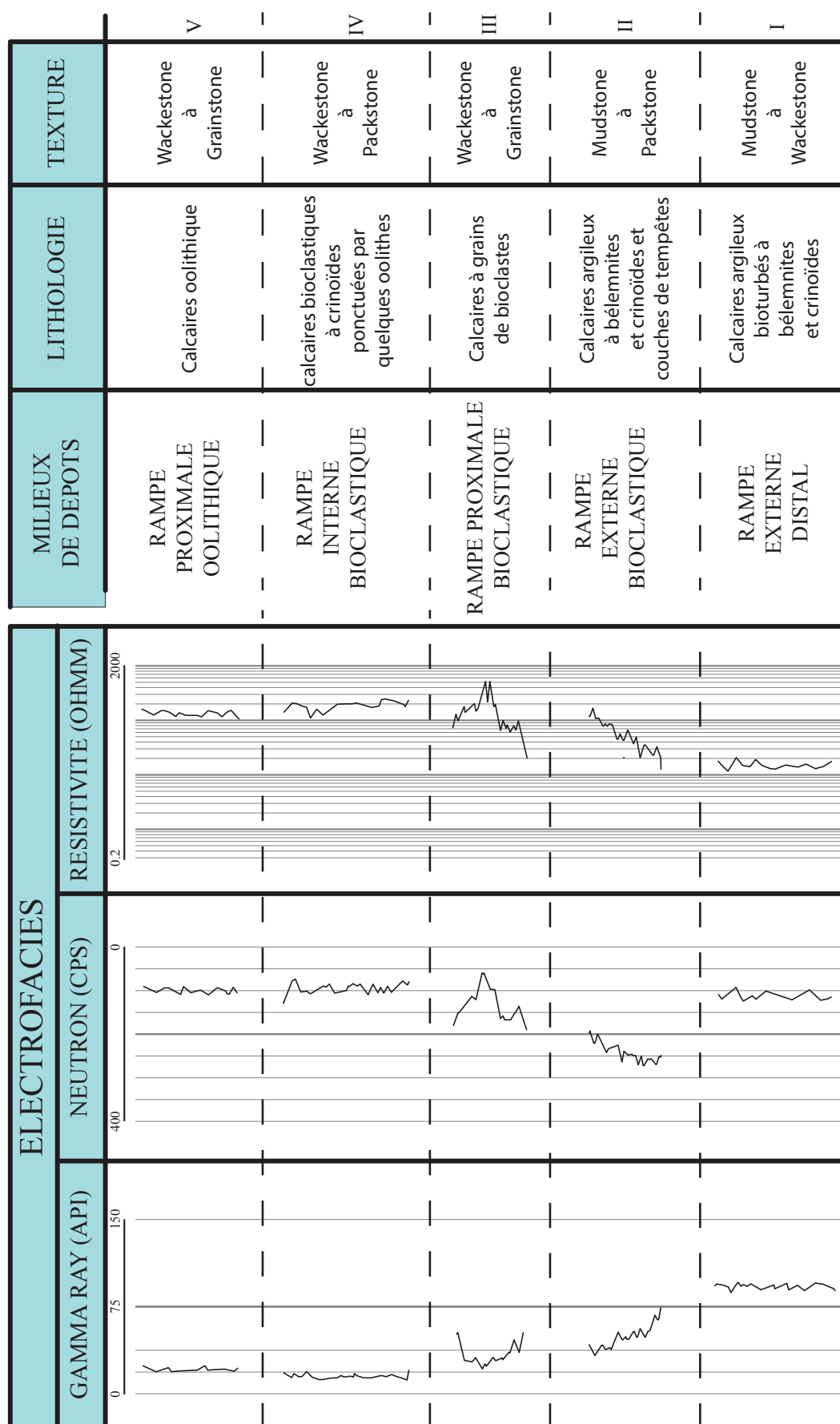


Figure 33 : Différents électrofaciès identifiés pour le Jurassique moyen du Sud-Ouest du Bassin de Paris à partir des outils gamma-ray, sonic et neutron et leurs interprétations en termes d'environnements de dépôt.

## SAINT GEORGES SUR MOULON 1

## BOUSSAY 1

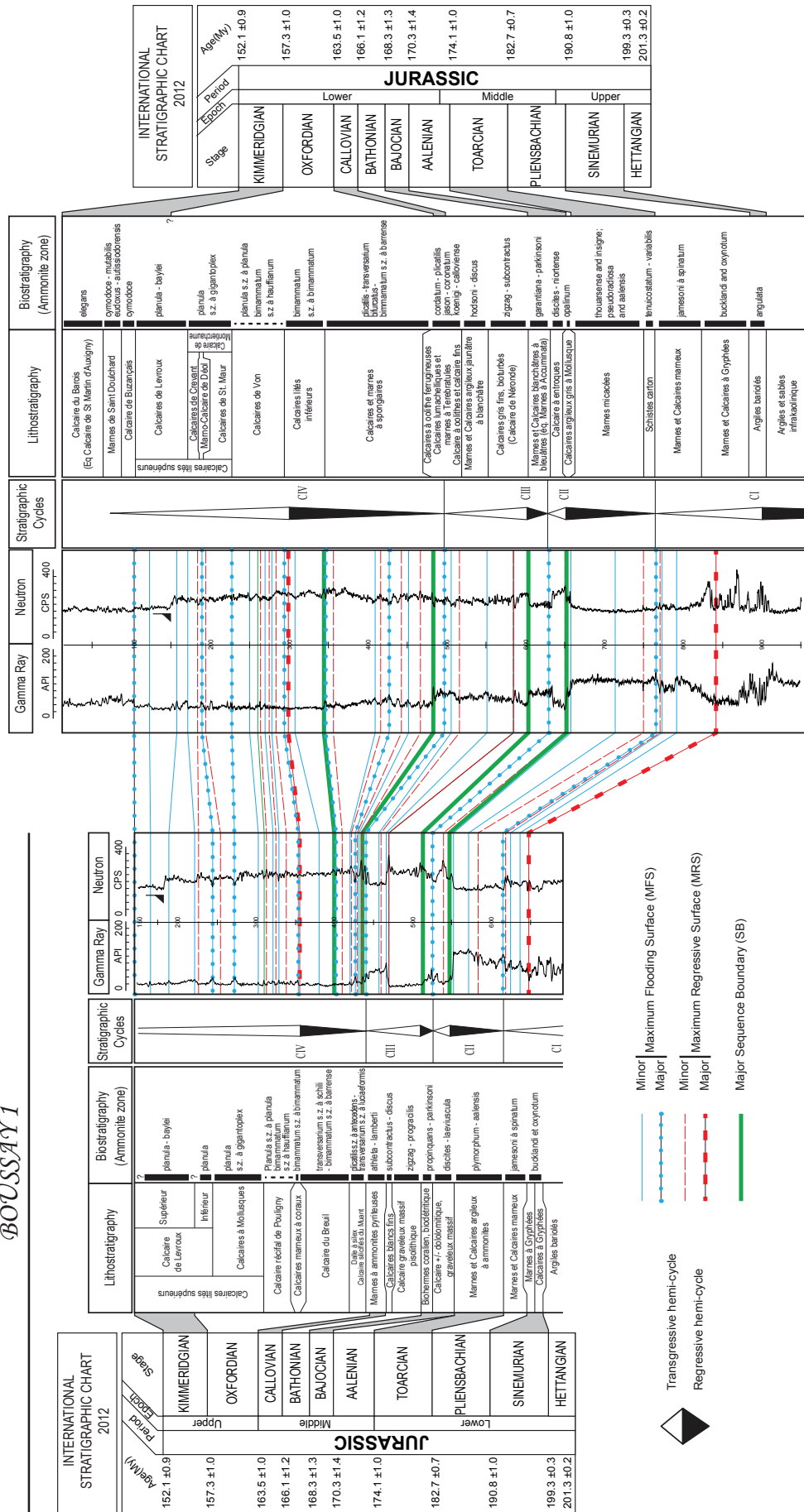


Figure 34 : Découpage séquentiel et corrélations du Jurassique du Sud-Ouest du Bassin de Paris entre les puits de Boussay1 et St-Georges-sur-Moulon1.

### 3.5 CORRÉLATION SÉQUENTIELLE

L'étude de terrain ne nous a pas permis d'obtenir une coupe continue du Dogger du Sud-Ouest du Bassin de Paris. C'est pourquoi, le découpage séquentiel est basé sur un log composite basé sur des données de la bibliographie, appuyé par les données d'affleurements et les descriptions effectuées sur le puits de Couy1, présentées précédemment. Dix-sept transects ont été établis dont quatre présentés dans ce chapitre (Figure 35).

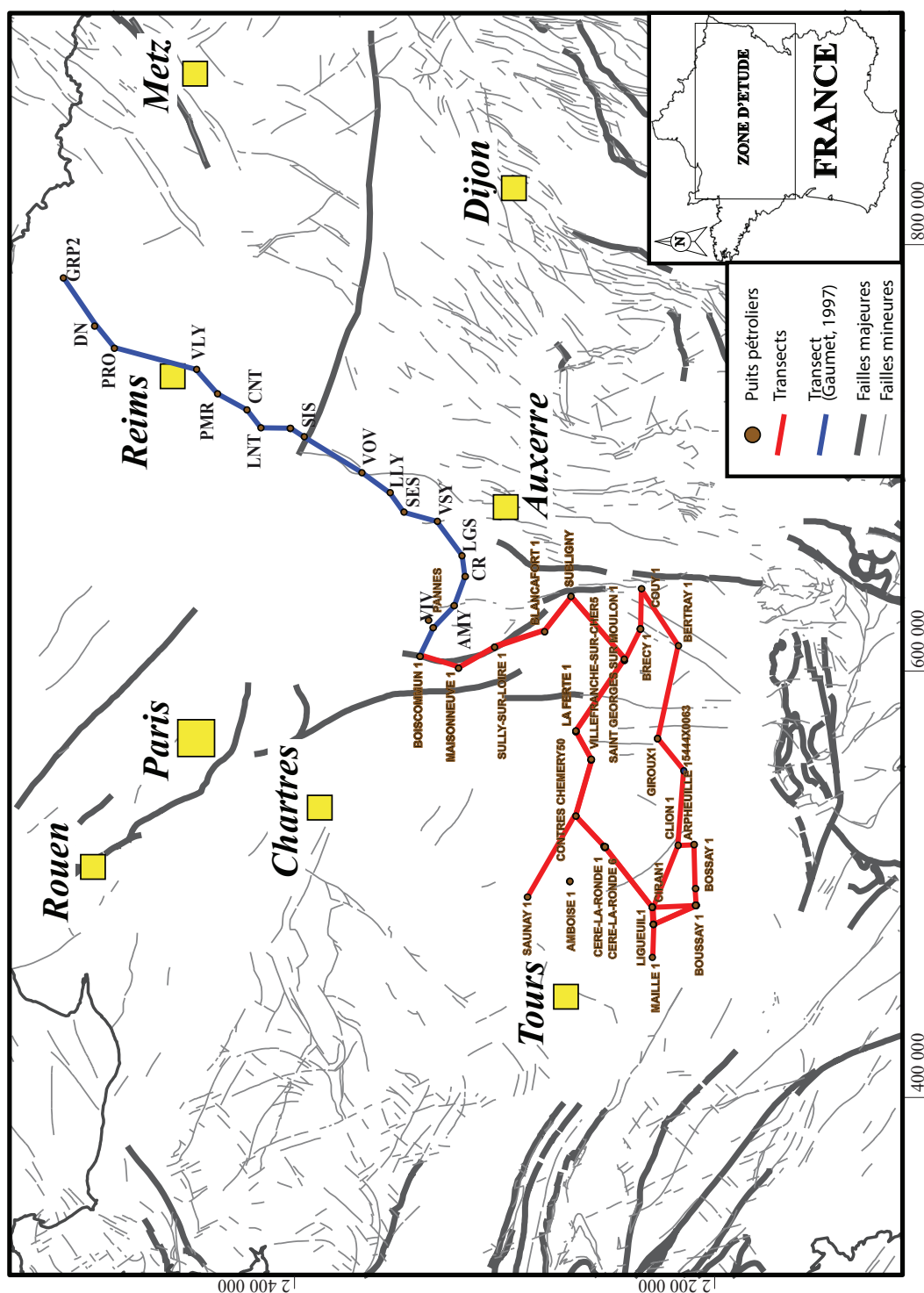


Figure 35 : Carte de localisation des transects diagrammatiques étudiés dans ce chapitre

### 3.5.1 Les cycles stratigraphiques : définition, faciès et géométries

Les transects ont été horizontalisés au niveau de la MFS datée du Callovien supérieur (zone à Jason, sous-zone à Jason – Guillocheau *et al.*, 2000), marqueur clé à l'échelle du Bassin de Paris. Les différents faciès identifiés sur les affleurements et sur les carottes de Couy1 ont été reportés sur les transects de corrélation.

Trois cycles limités par des surfaces d'inondation maximale ont été identifiés :

**Le Cycle C0 (Base Hettangien/Limite Toarcien inférieur-moyen – Base zone à Planorbis/Sommet zone à Serpentinus) est divisé en deux cycles mineurs de 3ème ordre : C0a et C0b.**

Le cycle C0 est enregistré au sein d'un cycle de deuxième ordre qui débute au Carnien (Trias supérieur). La transgression débute alors par des dépôts continentaux de type fluvio-deltaïques d'âge triasique.

Puis viennent des dépôts de plaine côtière. Ils sont illustrés par la Formation des *Argiles et marno-calcaires bioclastiques*, où quelques niveaux présentent des accumulations de coquilles de bivalves. Quelques bancs contiennent des fossiles de poisson avec des intercalations locales d'argiles rouges et d'argiles vertes (*Argiles Bariolées*; Hettangien – Rauscher *et al.*, 1992; Quesnel *et al.*, 2009). Cette formation est recouverte par des calcaires oo-bioclastiques dans lesquels ont été reconnus de nombreux fossiles d'âge Hettangien (Mouterde, 1952; Mouterde et Dommergues, 1978; Lablanche *et al.*, 1994; Quesnel *et al.*, 2009). Les *Argiles bariolées* hettangiens sont caractérisées par d'abondants *circumpolles* qui indiquent une influence continentale alors que les calcaires bioclastiques caractérisent un milieu marin (Rauscher *et al.*, 1992). La limite Hettangien/Sinemurien est positionnée au sommet d'un banc dolomitisé, continu à l'échelle régionale, marqué de perforations et d'un encroûtement ferrugineux (Mouterde, 1952; Quesnel *et al.*, 2009).

Le Sinémurien marque le passage à des dépôts de mer ouverte. Le Sinémurien inférieur est caractérisé par des calcaires argileux riches en Gryphées et une surface perforée en sommet de banc (*Calcaires à Gryphées*; Zone à Semicostatum, sous-zone à Bucklandi – Mouterde, 1952; Fraisse *et al.*, 1987; Lablanche *et al.*, 1994; Quesnel *et al.*, 2009). Le Sinémurien supérieur est composé d'argiles fossilifères interstratifiées dans des calcaires argileux (*Marnes à Gryphées*; zone à Obtusum – sous-zone à Stellare et Obtusum; zone à Oxinotum – sous-zone à Simpsoni; zone à Raricostatum – sous-zone à Raricostatum, Macdonelli, Aplanatum – Mouterde, 1952; Fraisse *et al.*, 1987; Lablanche *et al.*, 1994; Quesnel *et al.*, 2009).

Le Pliensbachien marque le passage aux dépôts d'offshore inférieur à supérieur. Le Pliensbachien inférieur (Carixien) est composé de marnes au sein desquelles ont été observées des bélemnites et de la pyrite. Cette formation a été datée par ammonites de la zone à Jamesoni, Ibex et Davoei (Mouterde, 1952; Lorenz *et al.*, 1992b). Le Pliensbachien supérieur (Domérien) est caractérisé par des marnes sombres recouvertes par un banc de calcaire argileux daté de la zone à Stokesi à la zone à Spinatum (Mouterde, 1952; Lorenz *et al.*, 1992b; Lablanche *et al.*, 1993; Lablanche *et al.*, 1994). L'ensemble de cet étage correspond à la Formation des *Marnes et calcaires marneux*.

Le Toarcien inférieur débute par des argiles très sombres, riches en matière organique (Delavenna, 1990; Lorenz *et al.*, 1992b), communément appelées *Schistes cartons*. Dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris, cette formation est nommée *Marnes et argiles sombres micacées* (Mouterde, 1952; Mourier, 1983; Lorenz *et al.*, 1992b). La surface d'inondation maximum est située au sommet de ces *Schistes Cartons* (i.e. **MFS du cycle C0 limite Toarcien inférieur/moyen : Zone à Serpentinum/Bifrons**), à la base des dépôts marneux de mer ouverte (*Marnes micacées*) du Toarcien terminal.

**Le Cycle CI (limite Toarcien inférieur-moyen/Bajocien supérieur – sommet de la zone à Serpentinus/Zone à Garantiana, sous-zone à Acris) est subdivisé en deux cycles de 3ème ordre : CIa et CIb.**

Le **demi-cycle régressif du cycle CI** enregistre les dépôts marneux de mer ouverte (*Marnes micacées*) datés de la zone à Bifrons. Ce sont des dépôts qui, au sommet du Toarcien, enregistrent des alternances de marnes sombres et de bancs calcaires riches en ammonites datés de la zone à Bifrons (Lorenz *et al.*, 1992b; Lablanche *et al.*, 1994).

A l'Ouest de la zone d'étude, le sommet du Toarcien est composé d'argiles azoïques à ooïdes ferrugineuses recouvertes par les dépôts bajociens. A l'Est, les argiles passent brutalement à un banc calcaire perforé où a été observée une accumulation de Gryphées (Lorenz *et al.*, 1992b). Des argiles datées de l'Aalénien inférieur (Mouterde, 1952) sont enregistrées au-dessus de ce banc perforé. Ces argiles définissent la **MFS du demi-cycle régressif CIa**.

La grande discontinuité aalénienne (discontinuité Mid-Cimmérienne – Ziegler 1990) et son hiatus associé sont datés du Toarcien supérieur au Bajocien inférieur. **Cette discontinuité correspond à une surface de non-conformité (SB) située en dessous de la MRS du Cycle I et du cycle CIa.**

Le **demi-cycle transgressif du cycle CI** enregistre l'installation d'une plate-forme carbonatée composée principalement de calcaires bioclastiques, dolomitiques avec de nombreux terriers silicifiés (*Calcaires biodétritiques, dolomitiques, graveleux massifs* –

Mouterde, 1952; Mourier, 1983; Mourier et Gabilly, 1985; Lablanche *et al.*, 1992; Lorenz, 1992c). Cette formation a été datée de la zone à Discites à la zone à Propinquans (Bajocien inférieur) (Mouterde, 1952; Barrier et Bourcier, 2000). Cette formation est recouverte par la Formation à *Biohermes coralliens*, *biodétritiques* caractérisée par des calcaires oolitiques, bioclastiques et calcaires récifaux. Des épigénies de gypse ont été observées d'Argenton à Prissac (*i.e.* ~60km) ainsi que des "évidences stromatolithiques" et des fentes de dessiccation (Arbey et Lorenz, 1986; Barrier et Bourcier, 2000). Des observations similaires ont aussi été reconnues dans le Poitou (Bernard *et al.*, 1956; Mourier, 1983) et dans le Berry (Fischer, 1961; Sapin, 1967). Ces phénomènes d'émersion caractérisent donc la **MRS du cycle CIb**. Il faut noter que la phase transgressive du Cycle CI est caractérisée par une forte aggradation, ce qui ne permet pas de positionner la MRS du cycle mineurs CIb avec précision.

La surface d'inondation maximale est inscrite au sein de la Formation des *Marnes et calcaires blanchâtres à bleuâtres* (Lablanche *et al.*, 1992; Lorenz, 1992a) équivalent latéral des *Marnes à Ostrea Accuminata*. Elle correspond à la **MFS du cortège transgressif CI et CIb**, datée du Bajocien supérieur (zone à Garantiana, sous-zone à Acris – Guillocheau *et al.*, 2000). Ce niveau marneux se condense dans la partie Ouest de la zone d'étude (Lorenz, 1992b)

**Le Cycle CII (Bajocien supérieur/Callovien moyen – Zone à Garantiana, sous-zone à Acris/Zone à Jason, sous-zone à Jason) est subdivisé en quatre cycles de 3ème ordre CIIa, CIIb, CIIc, CIId.**

Le **cortège régressif du cycle II** enregistre l'installation et le développement d'une nouvelle plate-forme carbonatée bathonienne principalement composée d'oolithes (*Calcaire graveleux pisolitique*) datée du Bathonien inférieur (Mouterde, 1952; Lablanche *et al.*, 1992). À l'Ouest, cette formation se caractérise par des calcaires massifs à ooïdes et calcaires récifaux alors qu'à l'Est, le Bathonien inférieur est défini par des calcaires bioclastiques d'offshore supérieur recouverts par des calcaires oolithiques. Cela met en évidence une progradation de la plate-forme bathonienne vers l'Est. Une rétrogradation est illustrée par un retour à des faciès bioclastiques sur les puits de Contres1, Villefranche sur Cher1 et La Ferté1 suivie d'une progradation toujours vers l'Est.

Dans la partie Sud-Ouest de la zone d'étude, le Bathonien moyen est connu pour présenter d'importantes variations de faciès et d'épaisseur. Il est principalement composé de calcaires oolithiques parfois interstratifiés avec des calcaires argileux à laminations algaires, fentes de dessiccation et rides de houle caractéristiques de milieux lagunaires (*Calcaires blanc fins* – Mouterde, 1952; Rasplus *et al.*, 1989; Lorenz *et al.*, 1990a; Lablanche *et al.*, 1993; Lablanche *et al.*, 1994). Ces faciès très peu profonds enregistrent le minimum de profondeur dans cette zone (**MRS) du cycle CII**.



Puis, pendant le **demi-cycle transgressif CII**, la plate-forme carbonatée bathonienne subit une forte aggradation ne permettant pas de positionner les MRS des cycles de 3ème ordre CIIb,c. Ce cortège transgressif marque la fin de l'aggradation de la plate-forme carbonatée bathonienne (Mouterde, 1952; Lorenz *et al.*, 1990a; Lablanche *et al.*, 1992). Le sommet du Bathonien supérieur enregistre une accélération de la transgression illustrée par une couche ferrugineuse qui marque une surface condensée. Dans la partie Ouest du Sud-Ouest du Bassin de Paris, le hiatus de la zone à Discus est observé (Bourgueil *et al.*, 1962; Mourier *et al.*, 1986; Mourier, 1989) alors qu'à l'Est, le sommet du Bathonien-Callovien inférieur est composé de calcaires à oolites ferrugineuses (Lablanche *et al.*, 1994).

La surface d'inondation maximum (**MFS cycle CII qui coïncide avec la MFS du Cycle CIIId ; zone à Jason, sous-zone à Jason** – Guillocheau *et al.*, 2000) est illustrée à l'Ouest par des calcaires argileux séparés par d'épais interlits d'argiles terrigènes (Debrand-Passard, 1982)

### 3.5.2 Durée et hiérarchie des cycles

En utilisant la charte chronostratigraphique d'Hardenbol *et al.*, (1998) dont la durée des étages n'a pas évolué depuis (Figure 36), les cycles C0, CI, CII et sont de 2ème ordre; les cycles C0b, CIa, CIb, CIIa, CIIb, CIIc, CIIId et sont de 3ème ordre. La durée des cycles est présentée ci-après :

#### **Le Cycle C0**

Le Cycle C0b : 4.67Ma

#### **Le Cycle CI : 16.17Ma**

Le Cycle CIa : 1.98 Ma

Le Cycle CIb : 6.66 Ma

#### **Le Cycle CII : 9.06 Ma**

Le Cycle CIIa : 3.38 Ma

Le Cycle CIIb : 1.59 Ma

Le Cycle CIIc : 1.30 Ma

Le Cycle CIIId : 2.79 Ma

Il faut noter que les cycles décrits dans ce chapitre diffèrent au niveau de leurs limites de ceux proposés par Jacquin *et al.*, (1998a) (Figure 36). Ce point sera discuté dans le chapitre 6.



Figure 36 : Charte chronostratigraphique (modifiée d'après Hardenbol *et al.*, 1998). Comparaison des séquences reconnues dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris avec les séquences et cycles stratigraphiques de la Mer du Nord, de l'Angleterre, de l'Ouest et de l'Est du Bassin de Paris proposés d'après Jacquin *et al.*, (1998a).

### 3.5.3 Transect A-B

Le transect A-B est orienté Sud-Ouest/Nord-Est entre les puits de Boussay 1 et Estouy 1 (Figure 37).

**Le cycle C0** s'exprime surtout à l'Ouest et au Nord de la zone. La tendance transgressive est marquée par une dérive progressive des faciès carbonatés vers des faciès de plus en plus argileux. Cette dérive caractérise une rétrogradation des faciès carbonatés vers le Sud/Sud-Ouest. Le maximum régressif du cycle C0b (base du cycle C0) est marqué par les faciès des *Calcaires à Gryphées* (zone à Bucklandi et Oxynotum). La phase transgressive est toujours caractérisée par un passage brutal à des faciès de plus en plus argileux vers le Nord/Nord-Est jusqu'aux "Schistes Cartons".

**Le cycle CI** est également bien exprimé au Nord-Nord-Est de la zone d'étude. Les argiles restent présentes au début du cortège régressif au sein du cycle CI et deviennent prépondérantes au Toarcien, marqué par le faciès de mer ouverte des marnes toarciennes. En diagraphie, un niveau plus argileux, continu à l'échelle de la zone d'étude définit une MFS de 4ème ordre (MFS du cycle CIb). Puis des calcaires-argileux deviennent de plus en plus importants caractérisant le demi-cycle régressif CIb.

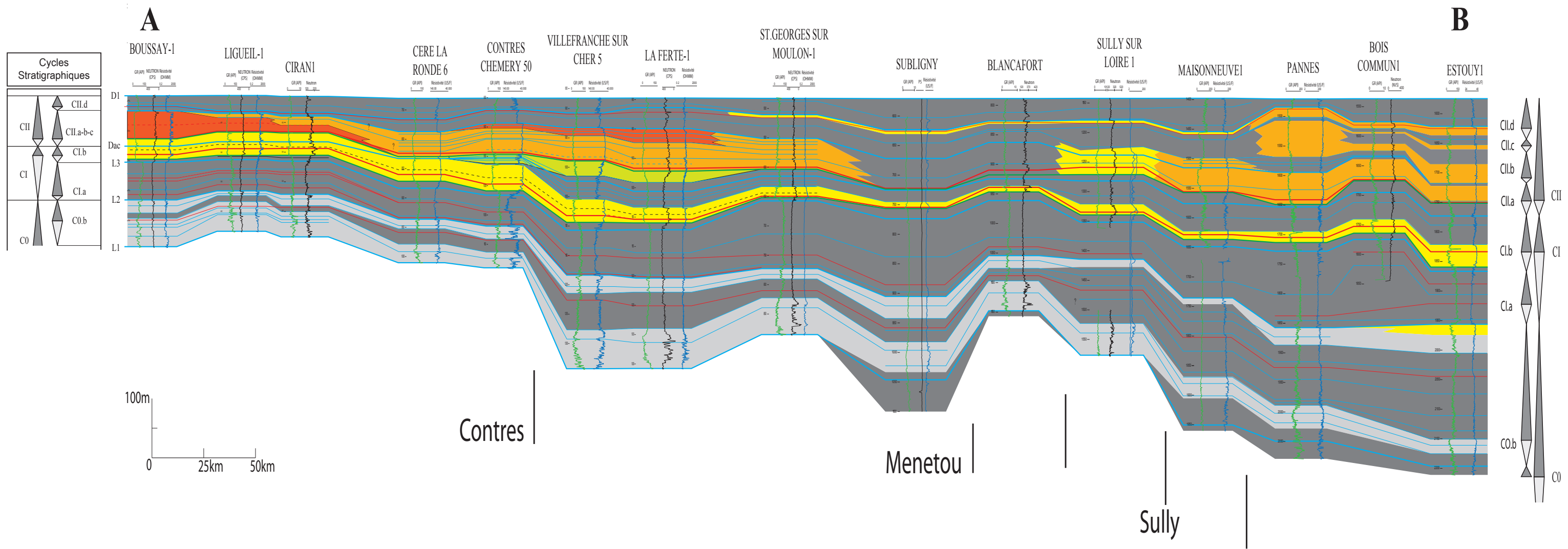
**Une surface de non-conformité** (SB du cycle CIb) illustre la discordance mid-cimmérienne de Ziegler (1990). La séquence passe progressivement ou brutalement à un faciès de calcaires bioclastiques bajociens marquant l'installation de la plate-forme carbonatée bajocienne. À l'Est de la zone, vers le sillon marneux, le cycle CIb (voir Figure 38 et plus précisément Couy1, Figure 21) présente des dépôts aaléniens beaucoup plus développés. Leurs faciès sont bioclastiques et suite à un épisode argileux (MFS d'ordre supérieur), dérivent progressivement vers un faciès carbonaté mudstone à wackestone. Ces faciès carbonatés enregistrent la condensation des zones à Discites, Laeviuscula et Humphriesianum (voir 3.2.1.). Le maximum de régression définit la base du Bajocien et ainsi la MRS du cycle CI. Le cycle CIb est caractérisé par des faciès bioclastiques qui passent progressivement vers des faciès carbonatés argileux puis argileux marquant l'inondation maximale dans les *Marnes à Ostrea Accuminata*. Les cycles CI et CIb se terminent par la surface d'inondation maximale majeure au sein des *Marnes à Ostrea Accuminata* du Bajocien supérieur (zone à Garantiana, sous-zone à Acris).

Le transect A-B permet de mettre en exergue le développement et la progradation de deux plates-formes carbonatées au Bajocien. La première plate-forme prograde vers l'Est-Nord-Est provenant du Poitou et la deuxième plate-forme carbonatée, bourguignonne, prograde vers le Sud-Sud-Ouest. Ces deux plates-formes carbonatées progradent vers une zone de plus forte subsidence qui est située vers les puits Couy 1 et Blancafort 1. Cette zone

est appelée le "Sillon Marneux" car elle présente au Dogger une forte subsidence et des faciès marneux de mer ouverte.

**Le cycle CII** marque le redémarrage progressif d'une plate-forme carbonatée bathonienne principalement composée de faciès oolithiques. Celle-ci est très dilatée à l'Est de la zone d'étude (cf. Pannes1) alors qu'à l'Ouest, la série est condensée en un cycle (CIIa,b,c) caractérisé par des faciès oo-bioclastiques rétrogrado-aggradant. À l'Est, les cycles CIIa, CIIb et CIIc marquent l'installation de plates-formes carbonatées isolées composées de faciès oolitiques. Ainsi, le Bathonien est caractérisé par plusieurs progradations de plates-formes carbonatées oolithiques, séparées par des intercalations de faciès argileux de mer ouverte. Deux plates-formes carbonatées en Lorraine progradent vers le Sud-Sud-Ouest et une plate-forme carbonatée de plus grande envergure provenant du Poitou prograde vers l'Est/Nord-Est. Comme lors du cycle CIb, le "Sillon marneux" est subsident. Ce régime de subsidence est une réponse à l'accrétion océanique de la Téthys (flexure grande longueur d'onde – Guillocheau *et al.*, 2000). **Le cycle CIIc** est marqué par la fin de l'enregistrement des plates-formes carbonatées du Jurassique moyen.

**Le cycle CIIId** marque le début de l'ennoiement callovien avec le développement de faciès argileux à argileux-carbonatés. Ce cycle débute avec la Formation des *Marnes à ammonites pyriteuses*, équivalent latéral des *Argiles de la Woëvre* de l'Est du Bassin de Paris. Vers le centre du bassin, ces faciès argileux d'offshore supérieur évoluent progressivement à des faciès silto-argileux jusqu'à la surface d'inondation maximale (MFS CII) située au sein des *Argiles à ammonites pyriteuses* du Callovien moyen.



- Repère Inférieur Oolithique (RIO)
- Calcaires oolithiques et/ou oncolithiques
- Calcaires bioclastiques
- Calcaires bioclastiques d'avant barrière
- Calcaires bioclastiques d'arrière récif
- Calcaires argileux
- Argiles

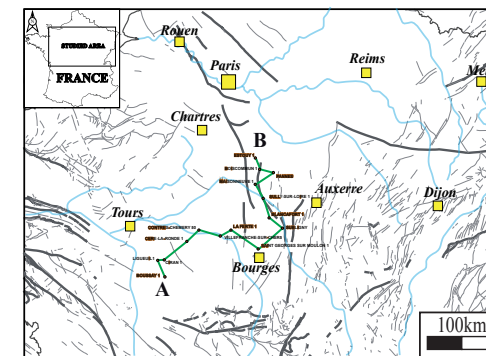
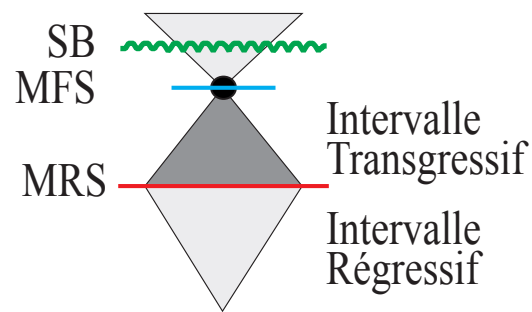


Figure 37 : Transect de corrélation A-B

#### **3.5.4 Transect E-F**

Le transect E-F est orienté Ouest-Est entre les puits de Maillé 1 et Couy 1 (Figure 38). Suite aux corrélations effectuées le long du transect A-B, des niveaux repères ont été identifiés comme la MRS du cycle CII ou la surface d'inondation maximale du Bajocien supérieur (marqueur Dac), limite des cycles CI et CII. De plus, ce transect permet de corréler le puits de Couy1 qui a fait l'objet d'une étude sédimentologique et stratigraphique précise (3.2.1. et Figure 21). Ainsi, l'interprétation des faciès diagénétiques a été confirmée par l'analyse sédimentologique du Dogger carotté de Couy1.

Ce transect met en évidence la condensation de l'Aalénien vers Giroux sur le marqueur L3 illustrant la discontinuité Mid-Cimmérienne. La condensation de la base de la plate-forme carbonatée bajocienne au niveau du puits de Couy 1 (vu précédemment en Figure 21) est aussi mise en évidence. La base des prismes progradants des plates-formes carbonatées bajociennes et bathoniennes semble présenter des géométries en downlap au niveau du fossé des failles de la Loire, comme sur le transect A-B (Figure 37). Ces deux plates-formes carbonatées progradent vers l'Est, la mer ouverte étant clairement située au Nord-Est de la zone d'étude.

#### **3.5.5 Transect G-H**

Le transect G-H est orienté Nord-Ouest/Sud-Est (Figure 39). Il permet d'observer l'évolution latérale des faciès et des environnements de dépôts associés durant le Dogger du Sud-Ouest du Bassin de Paris. Les géométries sédimentaires sont similaires à celles observées sur le transect A-B avec la progradation et des downlaps des deux plates-formes carbonatées bajocienne et bathonienne du Poitou vers l'Est pendant les cycles CIb et CII.

#### **3.5.6 Transect I-J**

Le transect I-J est perpendiculaire à la progradation principale des plates-formes carbonatées bajociennes et bathoniennes (Figure 40). Ce transect, qui fait une boucle de Ciran1 à Clion 1, présente deux caractéristiques : (1) le Bajocien ne présente pas de variation d'épaisseur notable et (2) le Bathonien est marqué par des variations d'épaisseurs importantes. En effet, vers le Sud les épaisseurs de la série bathonienne atteignent 55m sur le puits de Bossay-sur-Claise et seulement 15m sur le puits de Clion. Ainsi, on remarque une augmentation de l'espace disponible entre les dépôts bajociens et bathoniens. A l'Ouest de la zone d'étude, elle se traduit par une forte aggradation de la plate-forme bathonienne entraînant des difficultés à repérer les MRS des cycles CIIa,b,c qui, à l'Est, se retrouvent dilatées (voir Couy – Figure 21 ; et corrélations A-B et E-F).

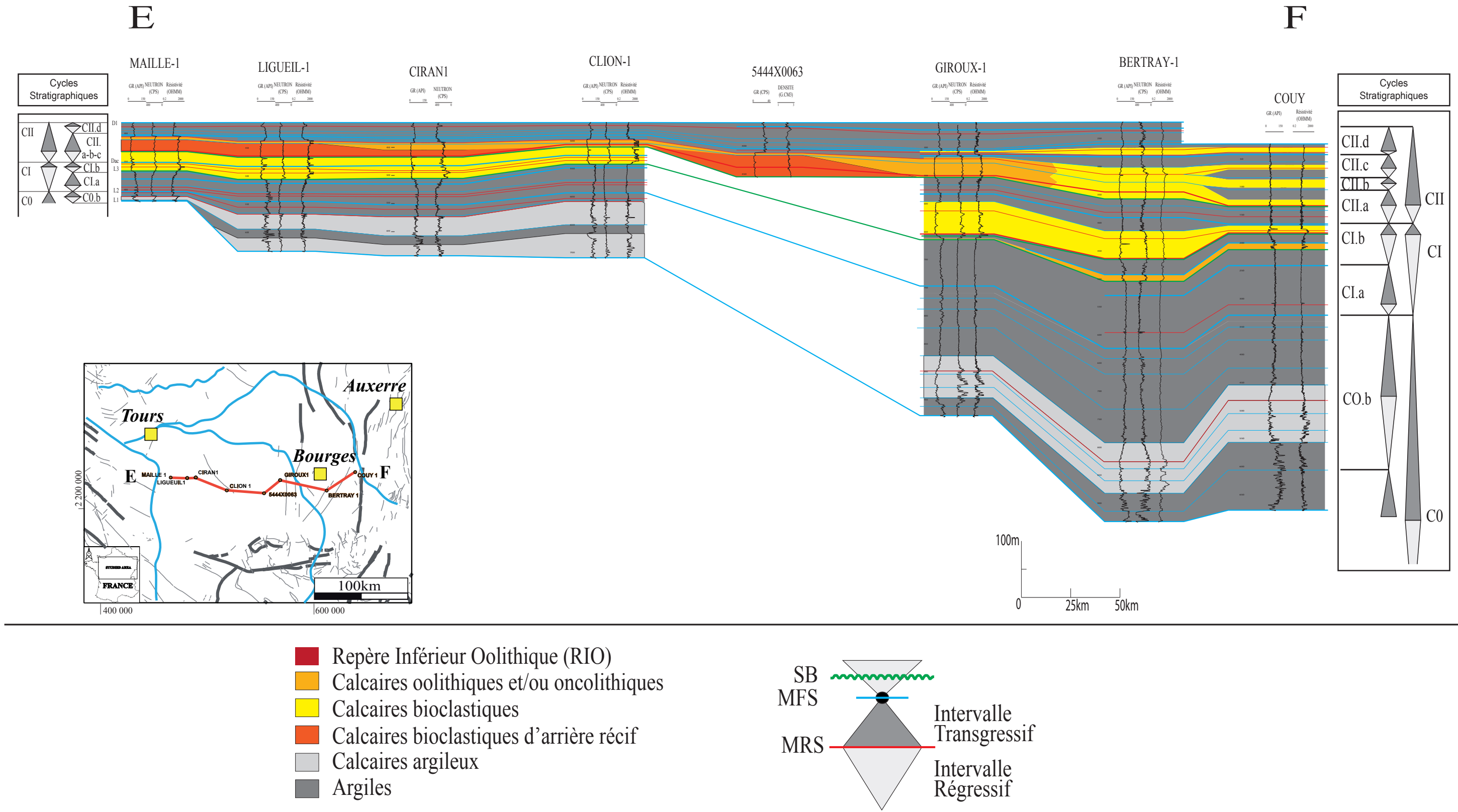


Figure 38 : Transect de corrélation E-F



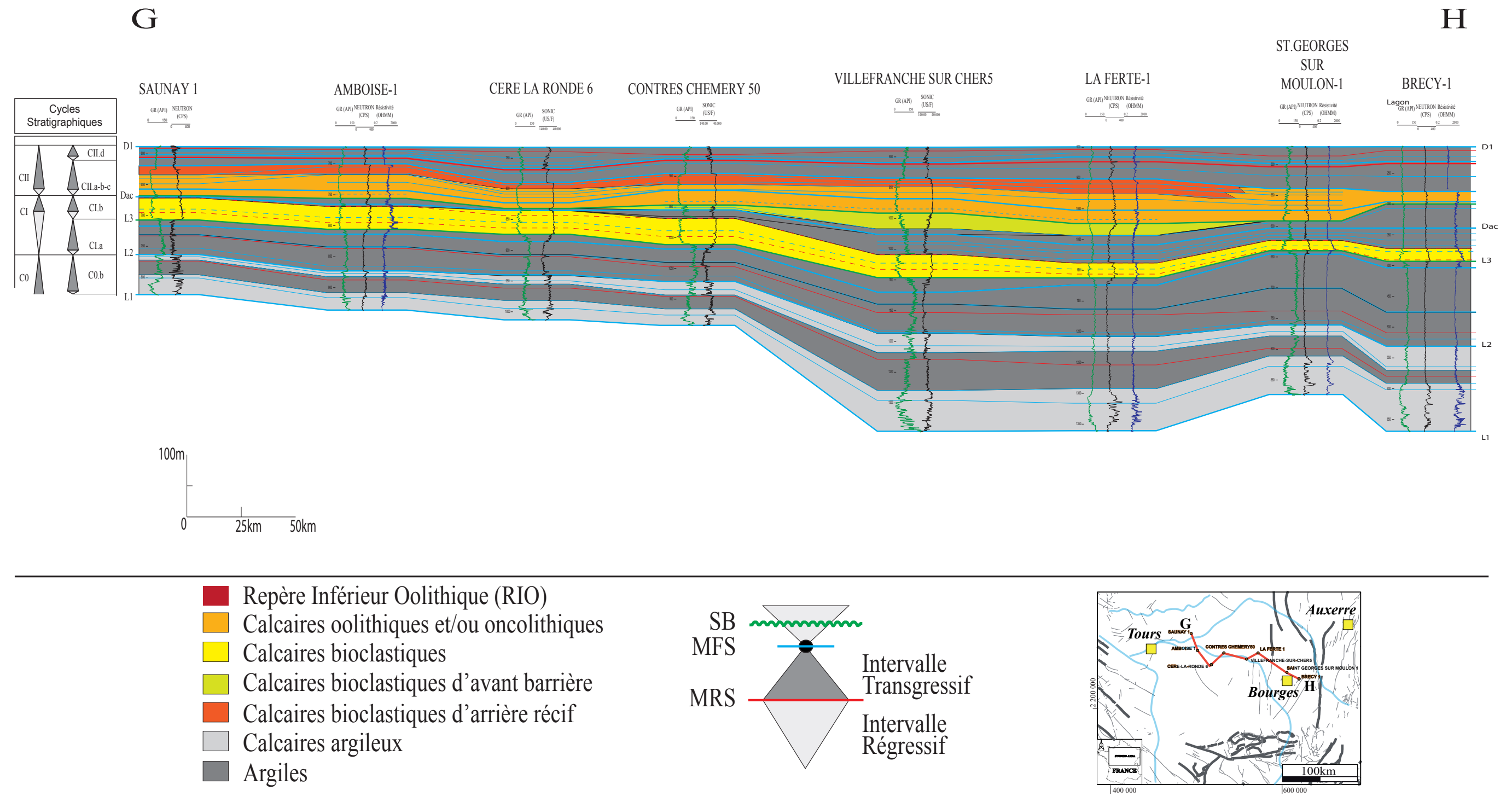


Figure 39 : Transect de corrélation G-H



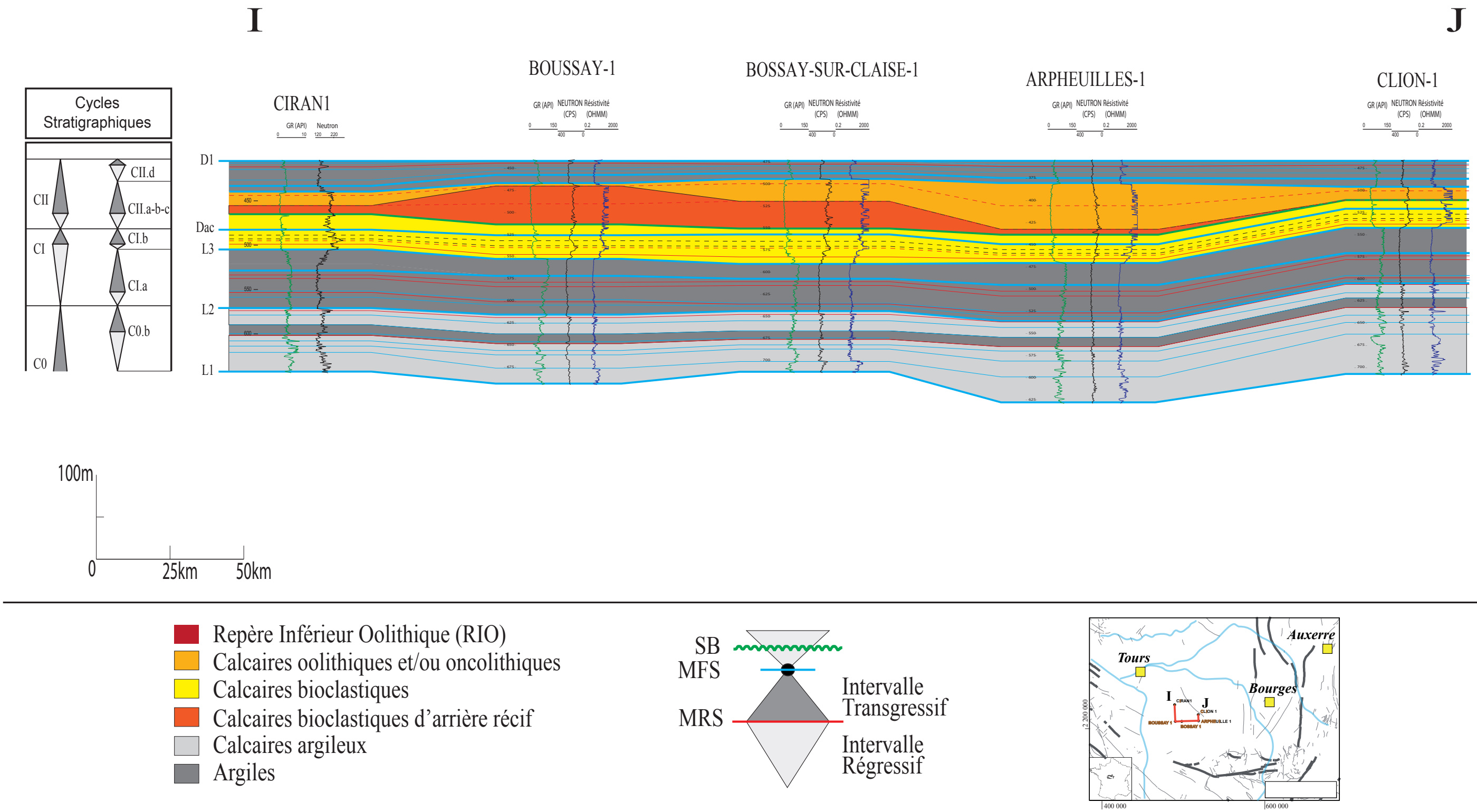


Figure 40 : Transect de corrélation I-J

### 3.6 SYNTHÈSE DE L'ÉVOLUTION DES GÉOMÉTRIES SÉDIMENTAIRES MISES EN ÉVIDENCE DANS LE SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS : EXTRAPOLATION À LA LORRAINE

L'étude du Dogger de la bordure Sud-Ouest du Bassin de Paris, des affleurements aux transects diagraphiques a permis d'appréhender les géométries des plates-formes carbonatées ainsi que l'évolution de la paléogéographie au cours de cette période (Figure 41).

Au Dogger, l'installation des plates-formes carbonatées se fait sur une surface condensée aalénienne.

La plate-forme carbonatée bajocienne du Sud-Ouest du Bassin de Paris, principalement bioclastique, prograde vers l'Est de la zone d'étude. Elle est caractérisée à sa base par la condensation d'une partie du Bajocien inférieur (zone à *Discites*, *Laeviuscula* et *Humphriesianum* ; voir 3.2.1 et Figure 21). Elle s'appuie sur ce qui semble être un proto-Massif Central, et prograde vers le Berry. Ces deux zones, déjà subsidentes au Lias, vont influencer la géométrie de ces plates-formes carbonatées. De plus, l'espace d'accommodation semble relativement restreint au cours du Bajocien, car de nombreuses condensations ont été mises en évidence sur le terrain (principalement dans la zone à *Humphriesianum* - voir partie 3.2.2).

Au Bajocien supérieur, le faciès change. En effet, à l'Est de la zone d'étude, une augmentation de la proportion d'argiles terrigènes et de silts est notée au détriment des carbonates. Ainsi, l'Est de la zone d'étude enregistre des dépôts de mer ouverte (*Marnes à Accuminata*) qui illustrent la MFS de 2nd ordre du Bajocien supérieur, datée de la zone à *Garantiana*. À l'Ouest de la zone d'étude, la plate-forme carbonatée bajocienne subit quelques périodes d'émersion comme en témoignent à l'affleurement quelques surfaces perforées et ferruginisées (voir 3.2.2). Ces événements émerifs ont déjà été caractérisés dans la littérature au Bajocien moyen/supérieur par des pseudomorphoses de gypse et fentes de dessiccation (Sapin, 1967; Mourier, 1983; Arbey et Lorenz, 1986; Barrier et Bourcier, 2000). Le Bajocien supérieur enregistre l'arrêt de la plate-forme carbonatée bajocienne.

Après cette crise de la production carbonatée au Bajocien supérieur, de nouvelles plates-formes carbonatées se développent au cours du Bathonien. Celles-ci sont principalement composées d'oolithes, caractéristiques de faciès de haute énergie, et progradent vers l'Est sur les précédents faciès de type "marin ouvert" du Bajocien supérieur (*Marnes à Accuminata*). La base de cette progradation rapide met en évidence la MRS du cycle CII.

À partir du Bathonien moyen/supérieur, les faciès deviennent oo-bioclastiques. À l'Ouest, les dépôts bathoniens présentent une forte aggradation (*Calcaires graveleux, massifs*

*pisolithiques*), concomitante d'une vitesse d'accommodation élevée (20/>30m/Ma – Robin, 1997; Guillocheau *et al.*, 2000; Robin *et al.*, 2000). Cette aggradation est enregistrée dans le demi-cycle transgressif CII. A l'Est, cette aggradation n'est ressentie dans les dépôts d'offshore supérieur (*Marnes et calcaires argileux jaunâtres à blanchâtres*) par la dilatation de la série en plusieurs cycles de 3ème et 4ème ordre.

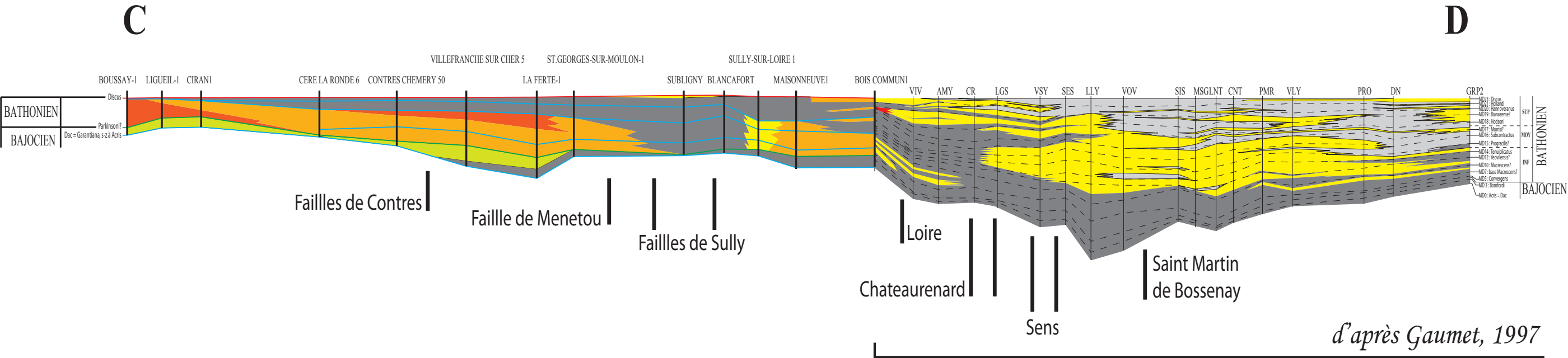
### 3.7 EXTENSION DES GEOMETRIES AU BASSIN DE PARIS

L'installation des premières plates-formes carbonatées du Jurassique moyen coïncide avec l'augmentation du taux de carbonate enregistré à partir de l'Aalénien (Jacquin *et al.*, 1998b). La discontinuité Mid-Cimmérienne, clairement mise en évidence sur le Transect E-F (Figure 37), semble avoir une influence sur la subsidence à grande longueur d'onde (Guillocheau *et al.*, 2000) et donc sur l'installation des plates-formes carbonatées.

Au Bajocien supérieur, nous avons vu que le faciès devient principalement argileux d'offshore inférieur/supérieur distal (Figure 41). Ceci est concomitant d'une augmentation du niveau marin relatif observée dans le Bassin de Paris (Guillocheau *et al.*, 2000) mais également enregistrée au niveau mondial (Haq *et al.*, 1988; Hallam, 2001). De plus, à la limite Bajocien moyen/supérieur, Brigaud *et al.*, (2009) mettent en évidence un refroidissement des eaux de surface (22°C à 20°C) d'après l'analyse du  $\delta^{18}\text{O}$  sur bélemnites, coquilles de bivalves et dents de poisson. La somme de ces événements est vraisemblablement la cause de l'arrêt de la plate-forme carbonatée bajocienne.

A partir du Bathonien supérieur, deux plates-formes carbonatées isolées se mettent alors en place au centre du Bassin de Paris (Pannes – Figure 37 et Figure 41), séparées par des argiles de domaine marin ouvert. L'évolution de l'Est du Bassin de Paris est différente. La Bourgogne-Lorraine enregistre le développement d'une plate-forme carbonatée isolée oo-bioclastique et de bancs oolithiques (Oolithe blanche – Gaumet *et al.*, 1996; Gaumet, 1997) abritant un vaste lagon (Calcaire du Comblanchien). A l'inverse du Lias où le haut-fond bourguignon enregistre une faible subsidence (Graciansky *et al.*, 1998b), il semble qu'au Bathonien celui-ci enregistre une subsidence plus forte que la zone Sud-Ouest du Bassin de Paris. En effet, cette subsidence plus importante permettrait de faciliter l'aggradation des barrières de la plate-forme carbonatée bourguignonne et ainsi faciliter l'aggradation du lagon.

Synthèse Bajocien supérieur/Bathonien sup.  
(Zone à Garantiana, s.z à Acris / Zone à Discus)



- Calcaires oolithiques et/ou oncolithiques : milieu marin agité
- Calcaires oo-bioclásticos indifférenciés : milieu marin agité d'offshore supérieur
- Calcaires bioclásticos d'avant barrière
- Calcaires bioclásticos d'arrière récif
- Calcaires argileux : lagon
- Argiles : milieu marin ouvert (offshore)

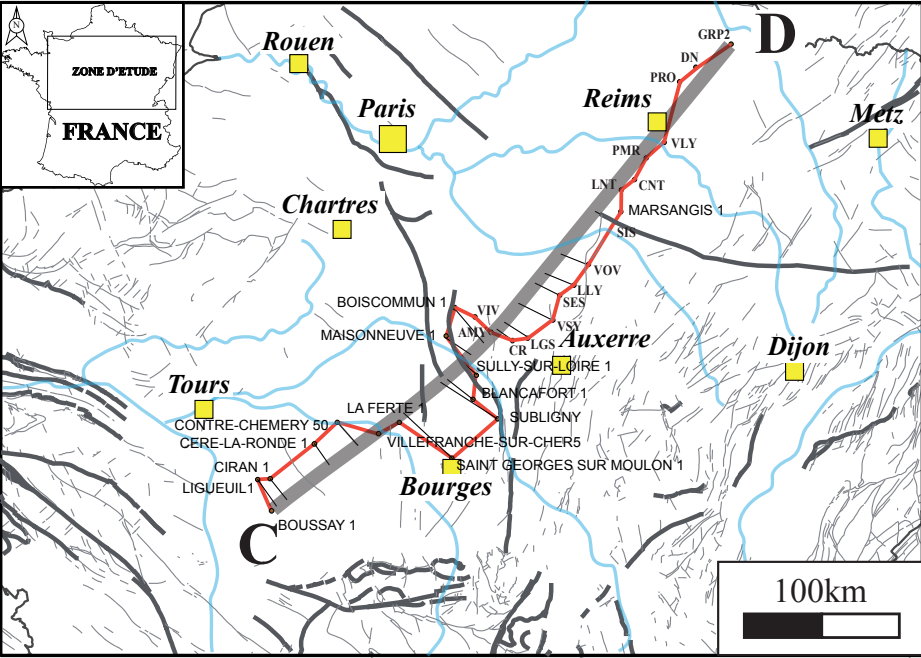
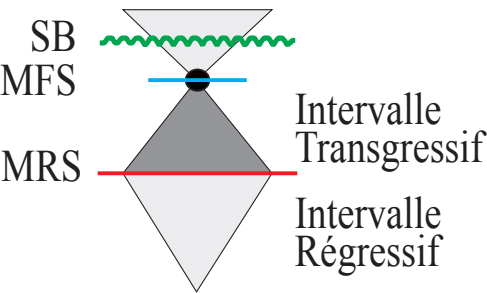


Figure 41 : Synthèse des géométries des plates-formes carbonatées bathoniennes sur un transect allant du Poitou à la Lorraine

### 3.8 CONCLUSIONS

Ce travail a permis :

- De caractériser les plates-formes carbonatées bajociennes et bathoniennes qui correspondent à deux cycles transgression/régression de 2ème ordre CI et CII. Deux étapes principales ont été définies, séparées par des surfaces d'inondation maximale de 2ème ordre :
  - **Le Cycle CI (limite Toarcien inférieur-moyen/Bajocien supérieur – sommet zone à *Serpentinus*/Zone à *Garantiana*, sous-zone à *Acris*)** est subdivisé en deux cycles de 3ème ordre CIa et CIb. Il correspond à la mise en place brutale de la plate-forme carbonatée bajocienne après un événement tectonique majeur durant l'Aalénien : la discordance mid-cimmérienne. Ce cycle est caractérisé aussi par l'arrêt de cette plate-forme carbonatée, envoyée lors de l'augmentation du niveau marin relatif au cours du Bajocien supérieur.
  - **Le Cycle CII (Bajocien supérieur/Callovien moyen – Zone à *Garantiana*, sous-zone à *Acris*/Zone à *Jason*, sous-zone à *Jason*)** est subdivisé en quatre cycles de 3ème ordre CIIa, CIIb, CIIc, CIId. Le cycle CII comporte une phase fortement aggradante (séquence régressive) contemporaine du développement d'une plate-forme isolée oo-bioclastique dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris. Pendant cette même période régressive, la Lorraine voit se développer une plate-forme carbonatée oolithique, passant latéralement à des argiles de mer ouverte au niveau des failles du fossé de Loire.
- De souligner la condensation de l'Aalénien ainsi que de celle datée du Bajocien moyen (zones à *Humphriesianum*, *Laeviuscula* et *Discites*) correspondant chacune à des MRS.
- De mettre en exergue la discordance mid-cimmérienne (transect E-F, Figure 38)
- De mettre en évidence la géométrie progradante de la plate-forme carbonatée bajocienne pendant le cycle CIb.
- D'observer l'amincissement rapide des corps progradants des séquences CIb et CIIa,b,c au niveau du "Sillon marneux" dans les transects situés au Nord-Est de la zone d'étude.



---

**CHAPITRE IV**

**LE JURASSIQUE SUPERIEUR**

**DU SUD-OUEST DU BASSIN DE**

**PARIS**

---

## **CHAPITRE 4. LE JURASSIQUE SUPERIEUR DU SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS .....127**

<b>4.1</b>	<b>Introduction.....</b>	<b>127</b>
<b>4.2</b>	<b>Données d'affleurements.....</b>	<b>128</b>
4.2.1	Le Berry : affleurements, faciès et interprétations environnementale.....	129
4.2.1.1	Affleurement Les Rolettes .....	130
4.2.1.2	Affleurement Les Grands Usages .....	133
4.2.1.3	Affleurement Les Veaux.....	135
4.2.1.4	Carrière de la Madeleine.....	137
4.2.1.5	Affleurement Graçais.....	139
4.2.2	Le Poitou : affleurements, faciès et interprétations environnementale .....	143
4.2.2.1	Affleurement Le Muant .....	143
4.2.2.2	Affleurement Mont-la-Chapelle.....	145
4.2.2.3	Affleurement La Ménardière .....	147
4.2.2.4	Affleurement Preuilly .....	148
<b>4.3</b>	<b>Le Jurassique supérieur en subsurface : Définition des électrofaciès.....</b>	<b>152</b>
4.3.1	Habillage biostratigraphique, lithostratigraphique et de faciès de Saint-Georges-sur-Moulon ...	152
4.3.1.1	Calage du puits de Saint-Georges-sur-Moulon1 par rapport aux affleurements et aux notices de cartes géologiques .....	152
4.3.1.2	Définition des électrofaciès du puits de Saint-Georges-sur-Moulon1 .....	153
4.3.1.3	Caractéristiques pétrophysiques des formations et interpolation en termes d'électrofaciès	155
4.3.2	Habillage biostratigraphique, lithostratigraphique et de faciès de Boussay1.....	158
4.3.2.1	Calage du puits de Saint-Georges-sur-Moulon1 par rapport aux affleurements et aux notices de cartes géologiques .....	158
4.3.2.2	Définition des électrofaciès du puits de Boussay1.....	158
4.3.2.3	Caractéristiques pétrophysiques des formations et interpolation en termes d'électrofaciès	160
<b>4.4</b>	<b>Synthèse des électrofaciès : Modèle de signature diagraphique du Jurassique supérieur du Sud-Ouest du Bassin de Paris.....</b>	<b>163</b>
<b>4.5</b>	<b>Corrélations séquentielles.....</b>	<b>166</b>
4.5.1	Homogénéisation de la nomenclature lithostratigraphique du Jurassique supérieur à partir des données de subsurface .....	166
4.5.2	Les cycles stratigraphiques : définition, faciès et géométries .....	168
4.5.3	Durée et hiérarchie des cycles .....	172
4.5.4	Transect A-B.....	172
4.5.5	Transect E-F .....	176
4.5.6	Transect G-H .....	176
4.5.7	Transect I-J .....	176
<b>4.6</b>	<b>Synthèse de l'évolution des géométries sédimentaires mise en évidence dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris : extrapolation à la Lorraine.....</b>	<b>180</b>
<b>4.7</b>	<b>Conclusions .....</b>	<b>183</b>



## Chapitre 4. LE JURASSIQUE SUPERIEUR DU SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS

---

### 4.1 INTRODUCTION

Les dépôts du Jurassique supérieur du Bassin de Paris ont été étudiés par de nombreux auteurs et principalement Debrand-Passard (Debrand-Passard et Tintant, 1971; Debrand-Passard *et al.*, 1974; Debrand-Passard *et al.*, 1978b; Debrand-Passard et Menot, 1979; Hantzpergue et Debrand-Passard, 1980a; Debrand-Passard, 1982) pour le Sud-Ouest du Bassin de Paris, Dugué et Rioult pour l'Ouest du Bassin de Paris et la Normandie (Dugué, 1989; Rioult *et al.*, 1991; Dugué, 1997; Dugué *et al.*, 1998). Depuis quelques années, plusieurs travaux étudient les environnements de dépôts, les géométries de l'Est du Bassin de Paris, surtout en Lorraine (Collin, 2000; Vincent, 2001; Carpentier, 2004). Ce n'est que très récemment qu'une étude a été faite sur la corrélation du Jurassique supérieur entre la Lorraine et le Sud-Ouest du Bassin de Paris (Lefort, 2011) uniquement avec des données d'affleurements. Cette analyse a ainsi pu définir des milieux de sédimentation similaires à ceux décrits en Lorraine mais sans avoir accès aux géométries *via* l'étude de puits diagraphiés.

Dans ce chapitre, nous allons caractériser les géométries des plates-formes carbonatées callovo-oxfordiennes du Sud-Ouest du Bassin de Paris. Ainsi, un transect allant du Poitou à la Lorraine a été dessiné par corrélations diagraphiques, calées en âge et en faciès sur affleurements.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, une synthèse des dénominations des formations du Sud-Ouest du Bassin de Paris (annexe 1 – Tableau II) s'est avérée nécessaire afin d'effectuer une homogénéisation des nomenclatures car de nombreux noms des formations sont définis pour une même entité géologique. Dans ce chapitre, nous nous baserons dans les grandes lignes sur le découpage stratigraphique proposé par Debrand-Passard (1982) (Figure 42) pour le Sud-Ouest du Bassin de Paris. Cependant, un nouveau découpage stratigraphique sera proposé (voir 6.3.).

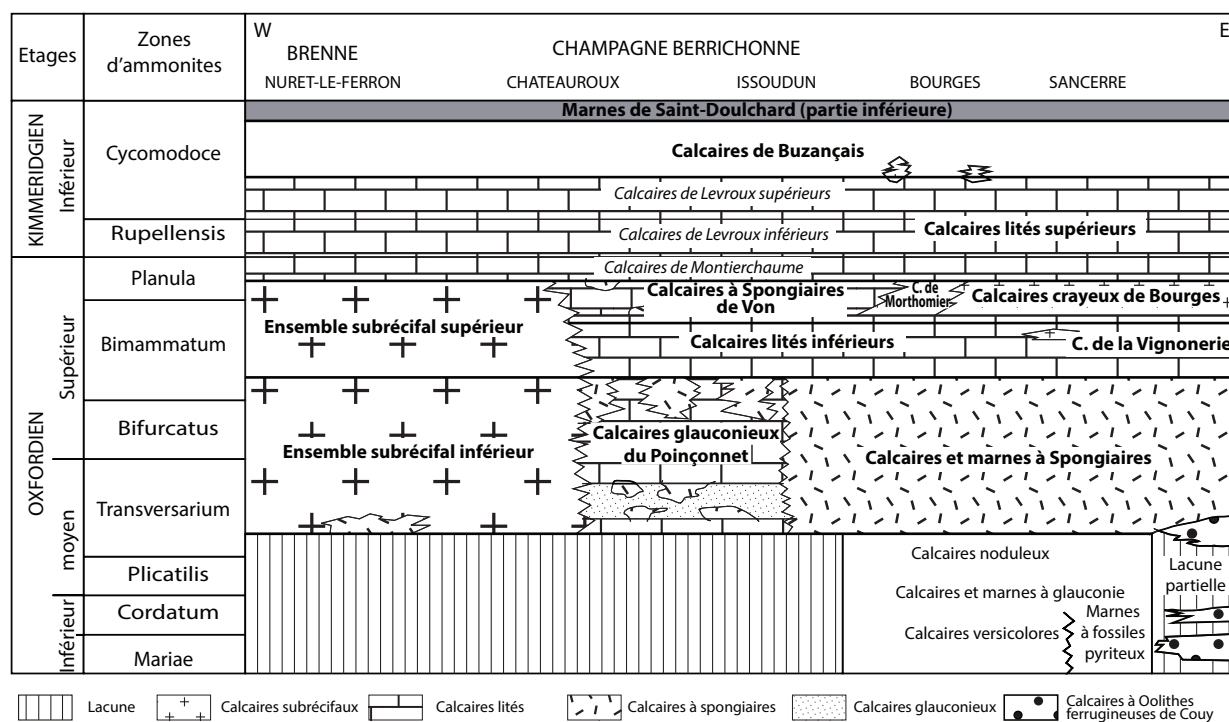


Figure 42 : Découpage lithostratigraphique des dépôts oxfordiens et kimméridgiens. Les formations sont notées en gras et les membres en italique. Modifié d'après Debrand-Passard (1982).

## 4.2 DONNÉES D'AFFLEUREMENTS

Les affleurements callovo-oxfordiens du Poitou sont localisés entre Poitiers et Le Blanc. Les terrains sédimentaires sont organisés sur une structure homoclinale pentée légèrement vers le Nord. Ce pendage ne permet pas d'avoir d'affleurements naturels de grande taille, c'est pourquoi la plupart des affleurements présentés dans ce chapitre ont été levés en carrières (exploitées ou non). Seules les coupes majeures seront présentées dans ce travail (voir annexe 2 pour les autres affleurements).

Les données de terrains ont été synthétisées sur le puits de Boussay1, situé à 15km des affleurements les plus proches (Figure 43). Les affleurements callovo-oxfordiens du Berry sont localisés vers Bourges et les données de terrain ont été synthétisées sur le puits de Saint-Georges-sur-Moulon1, situé à ~14km des affleurements les plus proches (Figure 43).

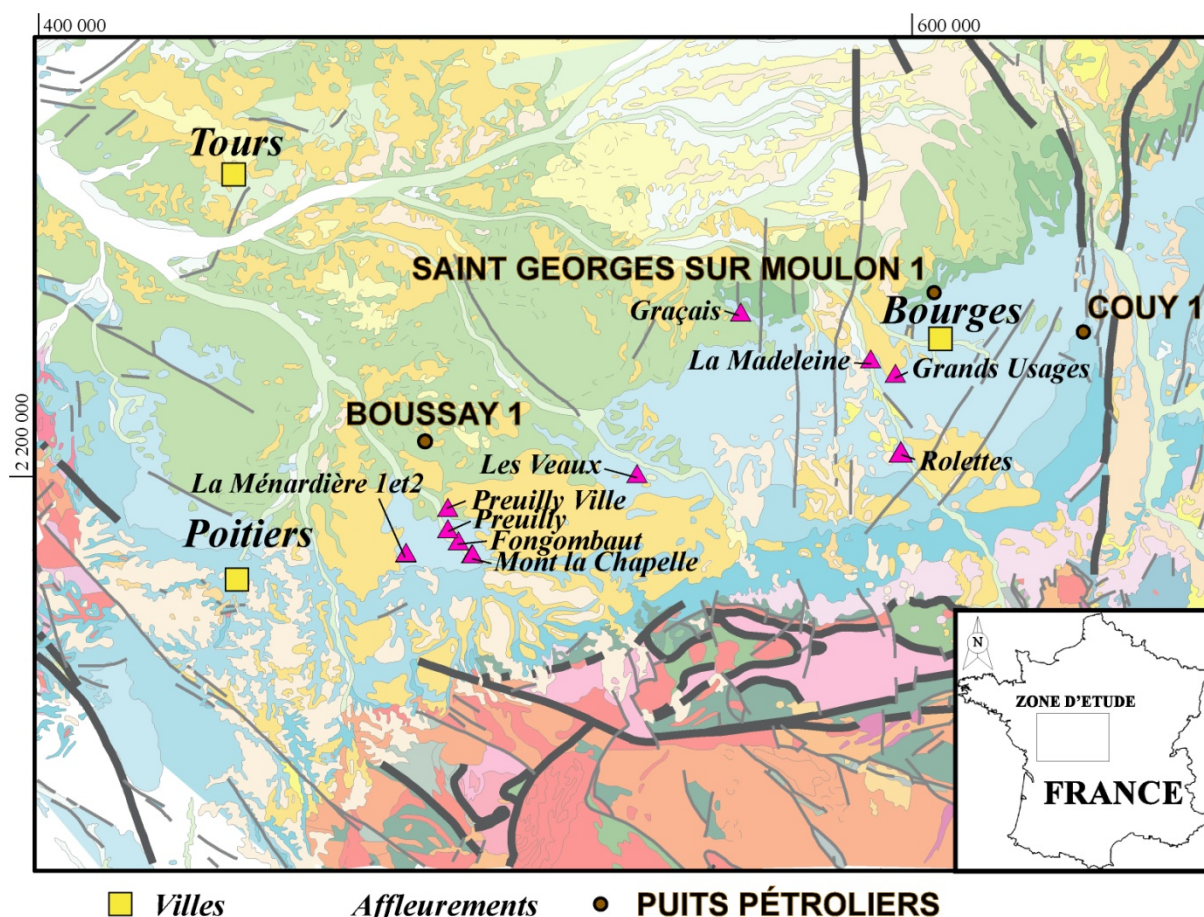


Figure 43 : Localisation des affleurements majeurs du Jurassique supérieur et des deux puits pétroliers sur lesquels les données de terrain ont été synthétisées (affleurements secondaires présentés en annexe 3).

#### 4.2.1 Le Berry : affleurements, faciès et interprétations environnementale

Les coupes sont décrites dans un ordre stratigraphique en décrivant tout d'abord les observations des macro- et microfaciès, puis les données biostratigraphiques et enfin les interprétations paléoenvironnementales.

Les *Calcaires et Marnes à Spongiaires* n'ont pas été vus à l'affleurement. Cependant, Lefort (2011) décrit une coupe dans une carrière aujourd'hui remblayée (p142 : Carrière de Mâron) précédemment décrite par Debrand-Passard (1982).

##### \* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

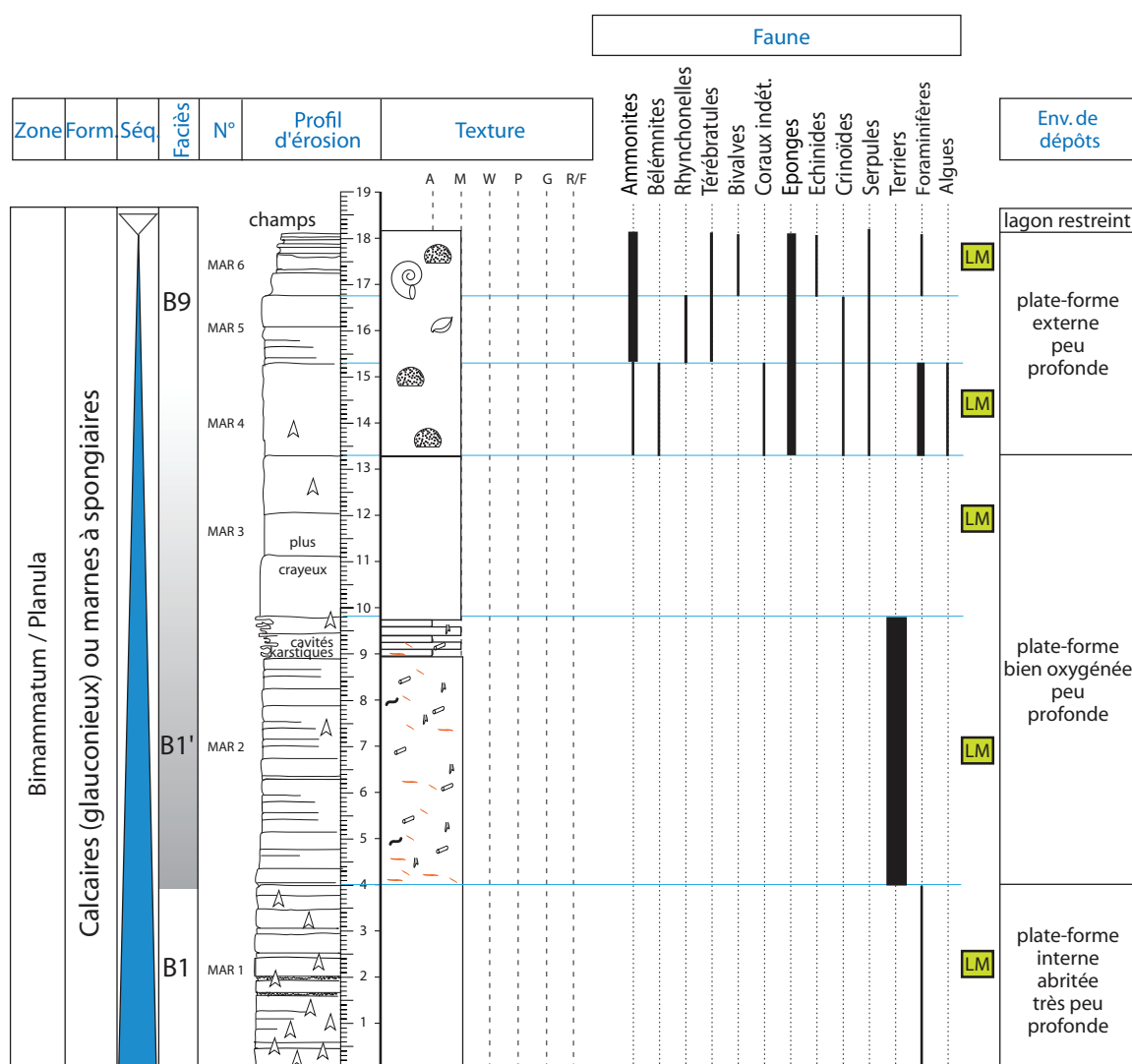
Le front de taille présente une succession de bancs carbonatés très durs de texture mudstone. Lefort (2011) décrit une première unité de 4m d'épaisseur composée de bancs à texture micritique où elle observe des pseudomorphoses de gypse, dépourvus de macrofossiles. Une seconde unité de 9m présente de nombreuses dissolutions karstiques et montrant un faciès mudstone à petites oïdes ferrugineuses et pseudomorphoses. La dernière unité est composée de bancs carbonatés qui se délitent en plaquettes de texture mudstone à wackestone à nombreux spongiaires.

\* Biostratigraphie

Debrand-Passard (1978a; 1982) date cette carrière de l'Oxfordien supérieur (base de la zone à *Bimammatum*, sous-zone à *Hypselum*) d'après l'étude de la faune d'ammonites du sommet de la carrière. Cette carrière caractérisant les *Calcaires et marnes à spongiaires*.

\* Interprétation environnementale

L'ensemble de la formation est caractérisée par la présence de spongiaires qui définissent un milieu marin largement ouvert (Lefort, 2011).



4.2.1.1 Affleurement Les Rolettes

Au dessus des *Calcaires et marnes à Spongiaires* viennent les *Calcaires lités inférieurs* (Figure 45 – Affleurement Les Rolettes).

\* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

- La base de la série est un wackestone-packstone à bivalves et péloïdes où quelques niveaux à lumachelles de bivalves ont été observés.
- Vers 5m, la série passe à un mudstone-wackestone à quelques crinoïdes.
- A partir de 10m, la partie sommitale de l'affleurement ne contient pas de fossile. En lame mince, la microfaune est quasi inexistante (Figure 50-A,B).

\* Biostratigraphie

Lors de la cartographie de la feuille de Bourges (Debrand-Passard *et al.*, 1977), une faune à Périssphinctidés a été récoltée pour la partie terminale des *Calcaires lités inférieurs*. Celle-ci caractériserait la zone à Bimammatum. Par la suite, Lorenz *et al.* (1990a) datent cette formation de la zone à Bimammatum, sous-zone à Bimammatum d'après une faune d'ammonites caractéristiques.

\* Interprétation environnementale

L'environnement ne semble pas optimum pour les organismes, les seuls organismes rencontrés étant des espèces pélagiques ou des bioclastes probablement apportés par une dynamique de tempêtes. Le faible tri met en évidence un faible hydrodynamisme. De plus, Lefort (2011) décrit des bivalves endobiontes superficiels voir profond ou hémi-endobionte définissant un substrat en grande partie mou et le fond soumis à un faible hydrodynamisme. Des pseudomorphoses de gypses ont été repérés par Debrand-Passard (1982). C'est donc un milieu de lagon très peu profond assez restreint qui serait soumis à des tempêtes qui concentrent les coquilles de bivalves.

*Les Rolettes*  
(XL2: 597394.77 ; YL2:2207342.5)

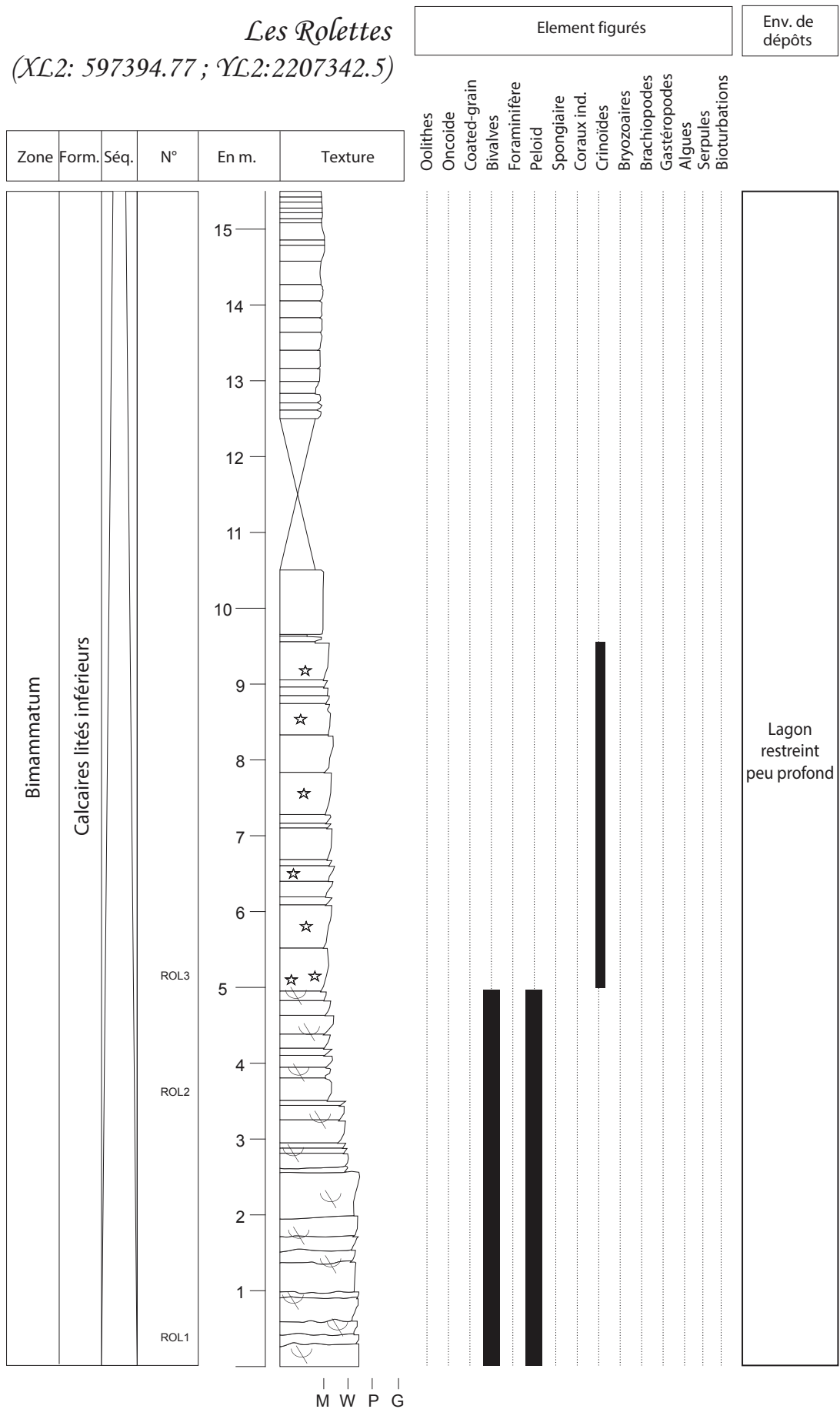


Figure 45 : Affleurement Les Rolettes – voir Figure 43 pour la localisation

#### 4.2.1.2 Affleurement Les Grands Usages

Après un niveau plus marneux, vient brutalement le *Calcaire de Morthomier* équivalent latéral des *Calcaires Récifaux* ou *Calcaires de Von* (Figure 46 – Affleurement Les Grands Usages).

##### \* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

Il s'agit d'un calcaire de texture mudstone à wackestone où des spongiaires et coraux ont été décrits (Lefort, 2011).

- Les deux premiers mètres de la base de la coupe présentent des bancs calcaires métriques au sein desquels une faune relativement diversifiée a été observée en lame-mince : des bivalves et grains enrobés accompagnés de spongiaires et péloïdes ainsi que de quelques coraux, crinoïdes, bryozoaires et gastéropodes.

- Après une lacune d'observation d'environ 3 mètres, le front de taille présente une alternance de bancs calcaires décimétriques à texture wackestone. En lame mince, les bivalves deviennent plus rares mais les spongiaires restent très présents accompagnés toujours de péloïdes et de quelques oncoïdes (Figure 50C).

##### \* Biostratigraphie

Le *Calcaire crayeux de Bourges* ne présente pas d'ammonites permettant une datation fiable pour le moment (Lefort, 2011). Il est daté par équivalent latéral des *Calcaires de Von* et des *Calcaires de Morthomiers* des zones à Bimammatum (sous-zone à Hauffianum) et à Planula (sous-zone Planula – Debrand-Passard, 1982).

L'association de brachiopodes identifiés au sein des *Calcaires de Morthomier* par Lefort (2011) caractérise, d'après cet auteur, l'association reconnue dans les *Calcaires crayeux de Bourges* : *Z. egena*, *T. grossouvrei*, *A. riasi*, *S. pinguis*, ce qui confirme la datation de Debrand-Passard (1982). Par équivalence latérale comme par la biostratigraphie des brachiopodes, les *Calcaires de Morthomiers* se situent bien dans l'intervalle des zones à Bimammatum sous-zone Hauffianum- Planula.

##### \* Interprétation environnementale

Les premiers mètres de la coupe sont caractérisés par des crinoïdes qui signalent un environnement à salinité normale. Lefort (2011) définit sur un autre affleurement mais sur la même unité lithologique, un environnement pauvre, relativement profond et ouvert qui latéralement passe à un environnement récifal construit. Ces observations caractérisent un environnement de rampe profonde ouverte.

*Les Grands Usages*  
(XL2: 596036.1 ; YL2: 2225306.29)

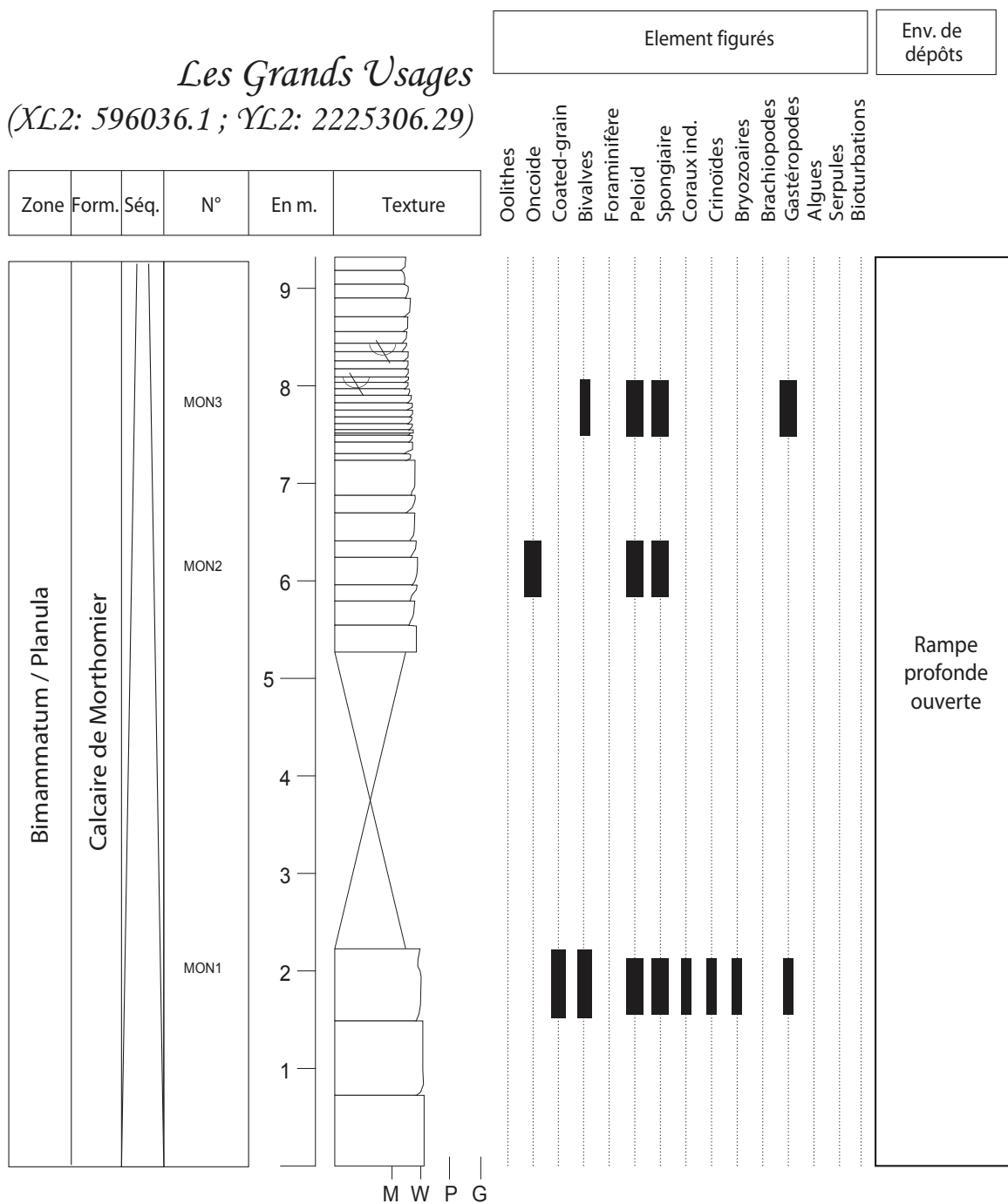


Figure 46 : Affleurement Les Grands Usages – voir Figure 43 pour la localisation



#### 4.2.1.3 Affleurement Les Veaux

Après les *Calcaires de Von* viennent les *Calcaires lités supérieurs* composés de 3 membres (1) les *Calcaires de Montierchaume*, (2) les *Calcaires de Levroux inférieurs* et (3) les *Calcaires de Levroux supérieurs*.

\* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

L'affleurement des Veaux se présente sous la forme de bancs de calcaires en plaquette de texture principalement mudstone (Figure 47).

- Les deux premiers mètres de la coupe présentent une texture wackestone granulaire sans macrofossile. En lame mince, la texture est mudstone où quelques bivalves très petits ont été observés (Figure 50D,E,F).

- Après une lacune d'observation de 50cm, la coupe présente le même calcaire granulaire que précédemment où aucun macrofossile n'a été observé. De texture mudstone, en lame mince, il présente de nombreux péloïdes dans une matrice micritique.

- A 3m, de grosse bioturbations ont été observées en sommet de banc (Figure 50G).

- De 3 à 6 mètres, le front de taille présente une alternance de bancs calcaires décimétriques à texture mudstone à péloïdes.

- A partir de 7m, les bancs deviennent de plus en plus poreux et à 8 mètres un niveau bioturbé a été observé.

- La fin de la série est caractérisée par des alternances de bancs décimétrique à métriques de texture mudstone à wackestone. Au dessus de 10m, la série n'était plus accessible.

\* Biostratigraphie

Debrand-Passard (1982) date cette formation de la zone à *Planula*, sous-zone à *Gigantoplex*

\* Interprétation environnementale

Cette formation, qui présente une variation latérale de faciès très prononcée (Debrand-Passard, 1982; Lefort, 2011) est presque azoïque. Il n'y a pas de faune benthique distale ni de faune pélagique. L'absence d'hydrodynamisme suggère un environnement de lagon (Figure 58).

*Carrière Les Veaux*  
(XL2: 537816.39 ; YL2: 2202140.43)

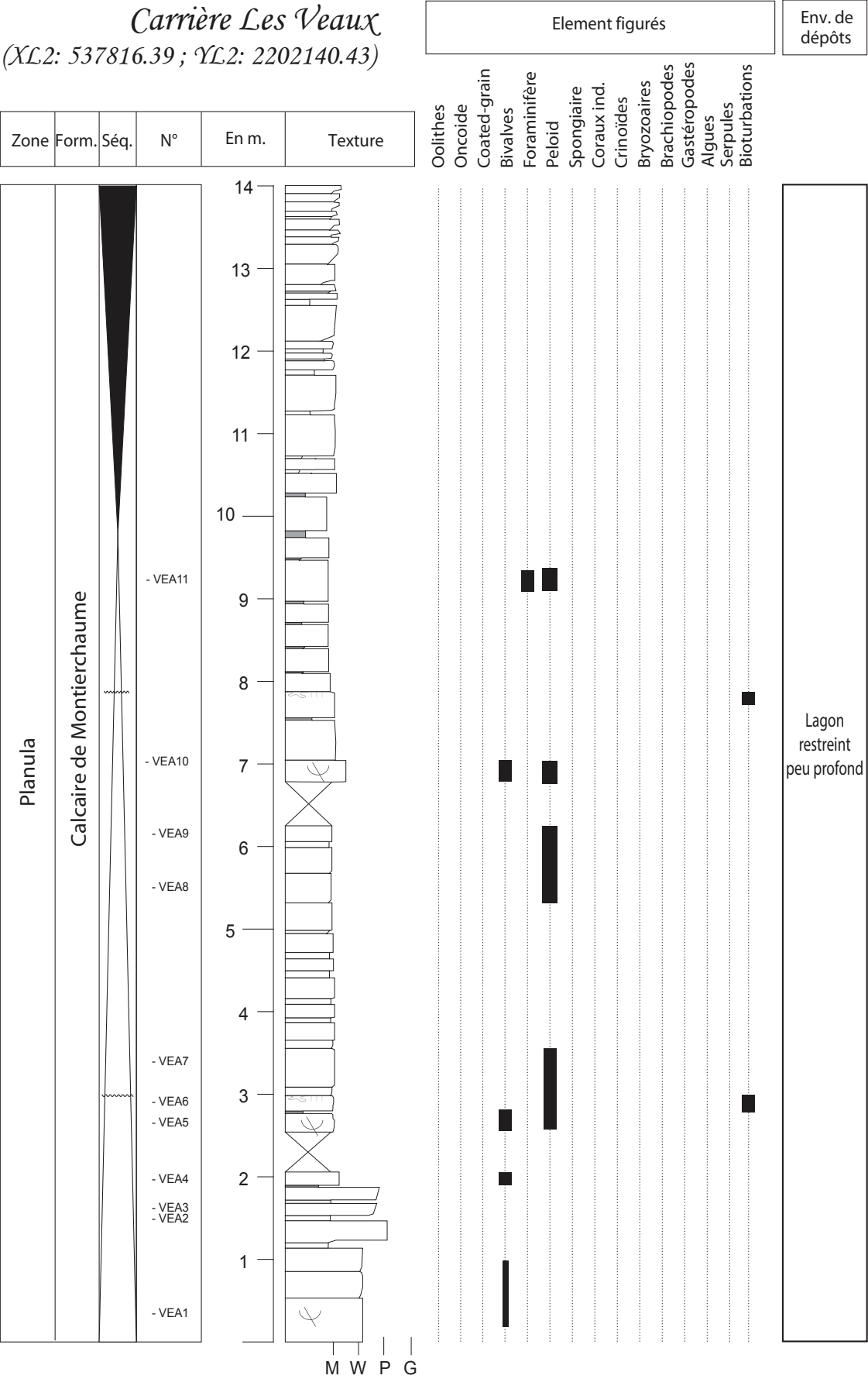


Figure 47 : Affleurement Les Veaux – voir Figure 43 pour la localisation

#### 4.2.1.4 Carrière de la Madeleine

Puis viennent les *Calcaires de Levroux s.l.* et de *Buzançais* observés dans la carrière de la Madeleine (Figure 48).

##### \* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

Le front de taille présente une texture wackestone à packstone caractérisée par de nombreux péloïdes sur l'ensemble de la coupe, ponctuée par quelques niveaux bioturbés.

- Les deux premiers mètres sont caractérisés par un calcaire mudstone-wackestone à bivalves et de nombreux terriers type *Thalassinoides*. En lame mince, c'est un calcaire très fin de texture mudstone quasiment azoïque à nombreux péloïdes (Figure 50I) où quelques serpules ont été identifiées (Figure 50H).

- A 2.50 mètres a été observé un niveau argilo-calcaire très bioturbé dont les bioturbations étaient ferruginisées.

- Entre 2.80m et 5.80m, le front de taille est caractérisé par un calcaire dont les bancs deviennent pluri-décimétriques jusqu'à un banc de 1 mètre d'épaisseur vers 4.60m. Quelques bivalves ont été repérés à l'affleurement. En lame mince, la texture est toujours un mudstone presque azoïque.

- De 5.80m à environ 9m, le front de taille présente des bancs laminés à structures mamelonnées type HCS où quelques lumachelles de bioclastes ont été repérées. Ces bancs alternent avec des niveaux argileux. Cette unité ne présente pas de faune différenciable à l'œil nu. En lame mince, le calcaire est toujours de texture mudstone où quelques sphérules de calcite (sections de spicule?) ont été repérées dans une matrice micritique. De plus, l'organisation des éléments de texture wackestone-packstone (moitié droite de la lame - Figure 50J,K) suggère un dépôt exceptionnel de type tempestite dans un milieu calme (moitié gauche de la lame)

##### \* Biostratigraphie

D'après Lefort, les premiers bancs calcaires (jusqu'à 5.80m) représentent les *Calcaires de Levroux* qui contiennent, d'après Debrand-Passard (1982) une faune caractéristique de la zone à *Planula*/Baylei.

Les *Calcaires de Buzançais* sus-jacent ne présentent pas de marqueur biostratigraphique fiable, ils sont datés par encadrement de la zone à *Cymodoce* (Debrand-Passard, 1982).



#### 4.2.1.5 Affleurement Graçais

Le passage des *Calcaires de Buzançais* aux *Calcaires du Barrois* n'a pas été observé à l'affleurement. Ainsi la Formation des *Marnes de Saint-Doulchard* située entre ces deux formations n'a pas été décrite. Cependant, la coupe de Graçais permet d'observer les *Calcaires du Barrois* (Figure 49).

##### \* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

Le front de taille est composé de bancs décimétriques très poreux limités par des niveaux argileux. Sur l'ensemble de la coupe, les lames minces ont livré de nombreux grains de quartz.

- Jusqu'à 1.30m, la coupe présente un calcaire à nombreux bivalves dont le sommet est caractérisé par de nombreux terriers. En lame mince, la texture est wackestone où quelques gros bivalves ont été observés.

- Jusqu'à 3m, le calcaire toujours poreux présente une augmentation du nombreux de bivalves. Au sommet, de nombreux bivalves de grande taille ont été observés juste sous un niveau d'argile terrigène situé à 3.10m (Figure 50L). En lame mince, cette unité présente une texture mudstone à wackestone où quelques bivalves, crinoïdes, brachiopodes et bryozoaires ont été observés dans une micrite très fine (Figure 50M,N).

- La suite de la série présente un calcaire lité à bancs centimétriques poreux et bioclastes de petites tailles. En lame mince, la texture est wackestone.

##### \* Biostratigraphie

La Formation des *Calcaires du Barrois* est datée, par équivalence latérale des *Calcaires de Saint-Martin d'Auxigny*, des zones à *Autissiodorensis* et *Elegans* (Debrand-Passard, 1982).

##### \* Interprétation environnementale

La présence de brachiopodes et de bivalves indiquent une salinité marine normale (Lefort, 2011). Les niveaux d'argiles indiquent une augmentation temporaire de la tranche d'eau. Les bivalves récoltés sont pour la plupart gros et ont été récoltés avant les niveaux plus argileux indiquant des condensations. Le calcaire est poreux et la faune relativement faible (quelques macrofossiles et peu de microfossiles) indique un milieu de lagon peu profond.

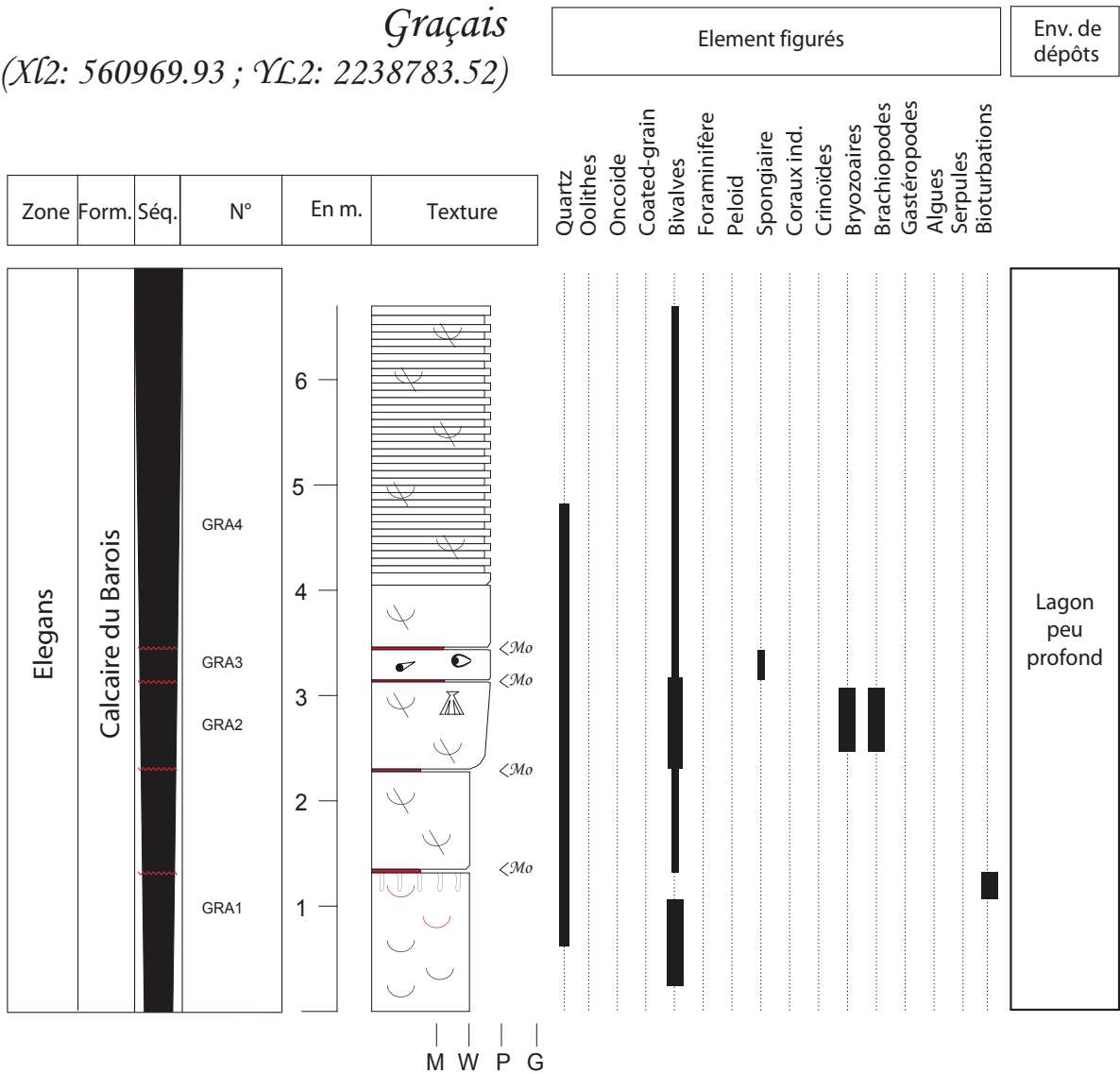
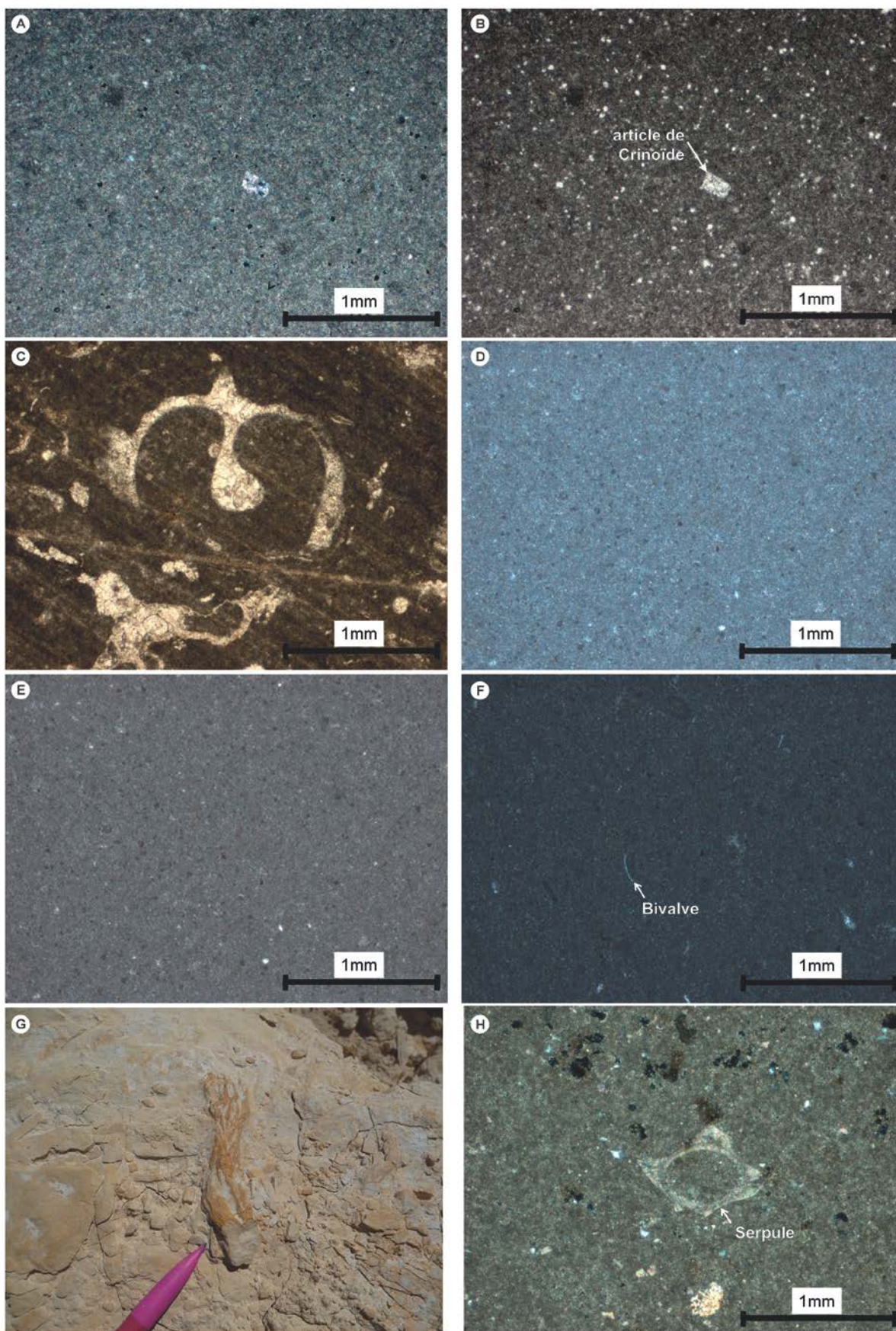
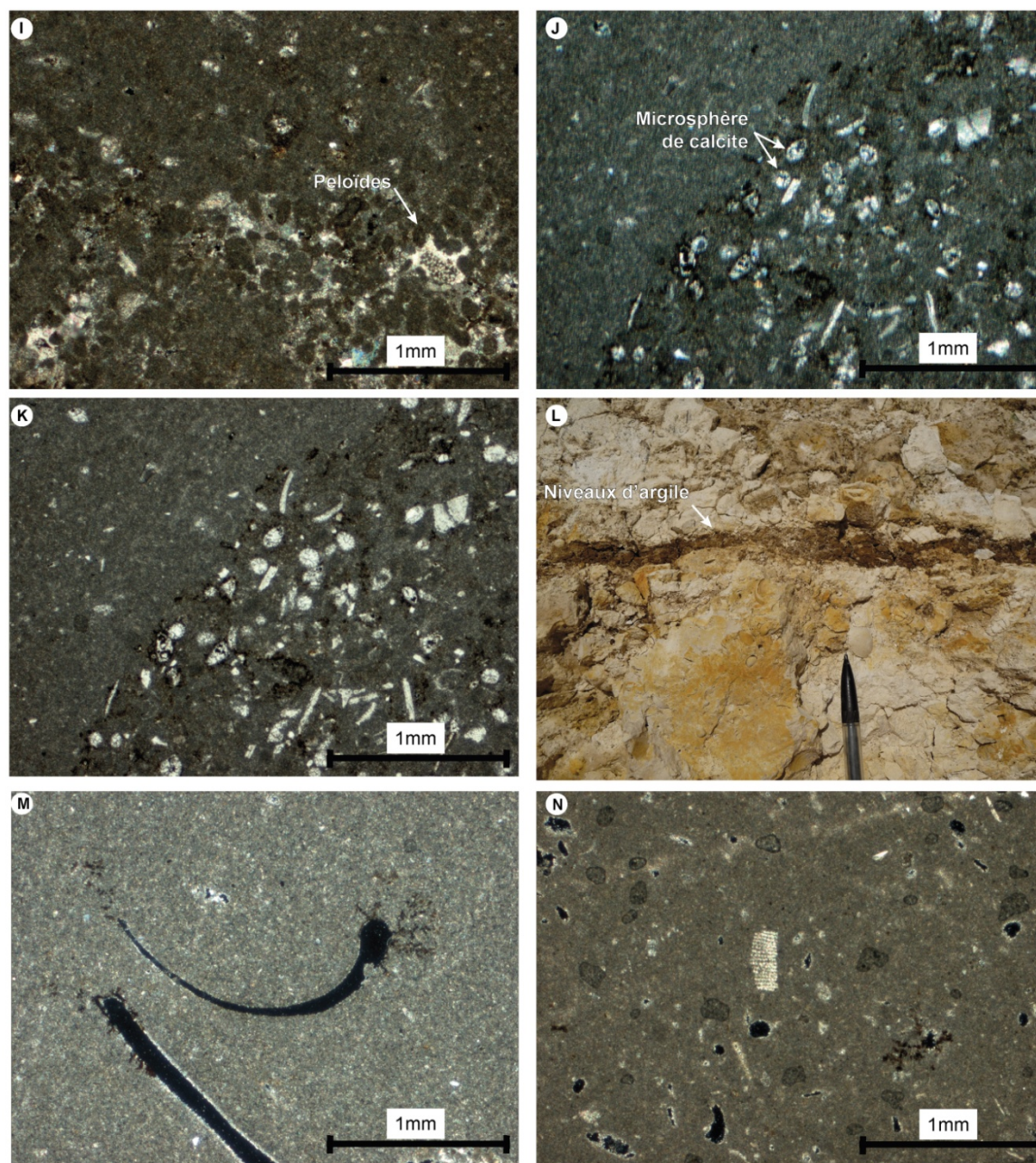


Figure 49 : Affleurement Graçais – voir Figure 43 pour la localisation









**Figure 50 : Microfaciès et photographies des affleurements du Berry. (A et B: Échantillon ROL3 en LPA et LPNA de la coupe des Rolettes; C: Échantillon MON3 LPNA de la coupe des Grands Usages; D et E: Échantillon VEA1 en LPA et LPNA de la coupe des Veaux; F: Échantillon VEA4 LPA de la coupe des Veaux; G: Photographie d'un terrier de la coupe des Veaux; H: Échantillon MAD7 LPA de la coupe de la carrière de la Madeleine; I: Échantillon MAD3 LPA de la coupe de la carrière de la Madeleine; J et K: Échantillon MAD12 LPA et LPNA de la coupe de la carrière de la Madeleine; L: Photographie de la coupe de Graçais entre 3m et 3.50m; M: Échantillon GRA1 LPA de la coupe de Graçais; N: Échantillon GRA2 LPA de la coupe de Graçais)**



#### **4.2.2 Le Poitou : affleurements, faciès et interprétations environnementale**

##### **4.2.2.1 Affleurement Le Muant**

La série débute dans la Formation des *Calcaires et marnes à Spongiaires*, localement appelée *Calcaires silicifiés* et *Dalle à Silex* (Figure 51).

##### **\* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique**

Jusqu'à 6m, la coupe est représentée par des bancs décimétriques de calcaire granulaire micritique à nombreux bioclastes +/- micritisés. Des patchs de bioclastes sans continuité latérale renferment de nombreux fragments de bivalves brisés dont des lamellibranches, de nombreux fragments spongiaires, d'algues, de polipier solitaires et de crinoïdes ou des fantômes de gastéropodes. Ces patchs semblent avoir été mises en place sous un régime hydrodynamique. En lame mince, les patchs présentent une texture wackestone à packstone, renfermant de nombreux bioclastes brisés et fragments de coraux. La micritisation des pourtours des éléments indique une activité microbienne intense.

A partir de 3m, les patchs de bioclastes se raréfient.

- Après une lacune d'observation de 2 mètres, la série est composée d'un calcaire à texture wackestone à nombreux bivalves, péloïdes, spongiaires et quelques brachiopodes où parfois s'intercalent des bancs décimétriques complètement silicifiés. Ces caractéristiques restent similaires jusqu'au sommet de l'affleurement.

##### **\* Biostratigraphie**

La limite entre la Formation des *Calcaires silicifiés* et la *Dalle à Silex* (Figure 51) est délicate à placer. Verticalement, le faciès devient moins riche en bioclastes mais toujours avec une forte présence de crinoïdes et bivalves.

D'après la notice de la carte géologique de Le Blanc (Barrier et Gagnaison, 2005), ces deux formations qui ont été fusionnées en une seule dans cette étude (*Calcaires et marnes à Spongiaires*), ont au total, à l'affleurement, une extension verticale d'environ 40m. Les *Calcaires et marnes à spongiaires* sont datés de la zone à *Bifurcatus*/base de la zone à *Bimammatum* sous-zone à *Hypselum* (Debrand-Passard, 1982; Boullier *et al.*, 2001).

##### **\* Interprétation environnementale**

Les patchs de bioclastes qui sont visibles en base de coupe ainsi que les bancs carbonatés composés de coraux brisés et bivalves sont interprétés comme des remaniements par des tempêtes. Ce faciès caractérise un environnement de rampe externe sous l'influence de tempêtes (Figure 58).

*Le Muant (Mu et Mu6)*

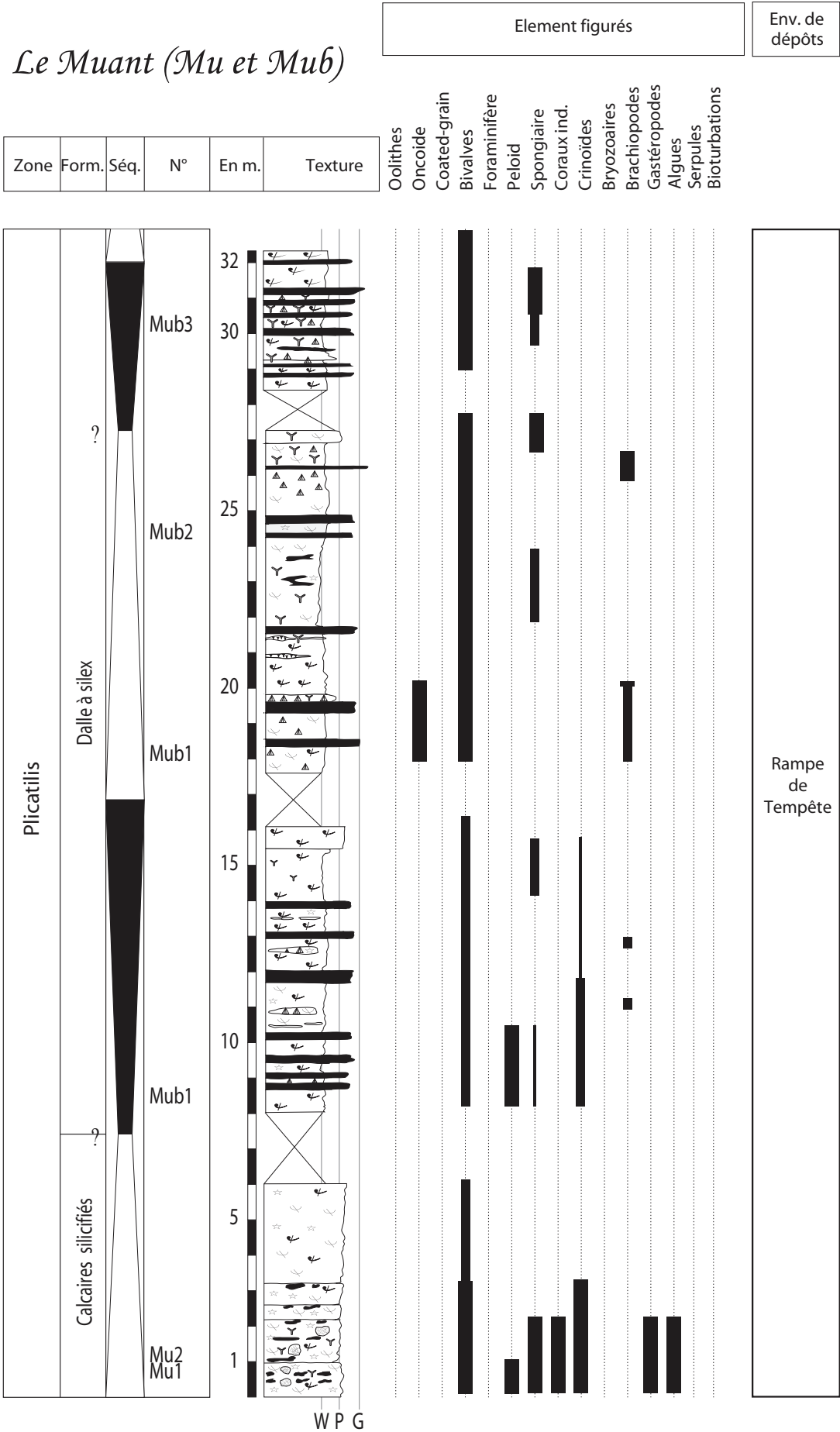


Figure 51 : Affleurement Le Muant – voir Figure 43 pour la localisation

#### 4.2.2.2 Affleurement Mont-la-Chapelle

Au-dessus des *Calcaires et marnes à Spongiaires* viennent les *Calcaires du Breuil*, équivalents latéraux des *Calcaires lités inférieurs* (Figure 52).

##### \* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

- Le premier mètre de l'affleurement présente un calcaire à bancs décimétriques à bivalves. En lame mince, la texture est wackestone riche en péloïdes et coraux accompagnés de bivalves et de quelques débris de bryozoaires. Tous les grains sont micritisés.
- Le deuxième mètre est caractérisé par des bancs décimétriques wackestone-packstone, pauvres en bivalves et quelques coraux. En lame mince, c'est un wackestone riche en péloïdes de petites tailles.
- A partir de 2.20m, une bélemnite a été recensée dans un calcaire plus induré homolithique. La faune, relativement pauvre, est essentiellement composée de bivalves fragmentés et de quelques coraux solitaires. En lame mince, quelques serpules ont été identifiées ainsi que quelques brachiopodes et coraux micritisés dans une matrice riche en péloïdes.

##### \* Biostratigraphie

Lorenz *et al.* (1990a) datent cette Formation de la zone à Bimammatum, sous-zone à Bimmamatum d'après une faune d'ammonites caractéristiques. Boullier *et al.* (2001) datent cette formation par brachiopodes de la zone à Transversarium sous-zone à Schili à la zone à Bimammatum, sous-zone à Barrense.

##### \* Interprétation environnementale

La matrice micritique, l'abondance des péloïdes et la micritisation des grains indiquent une activité microbienne *in situ* intense, traduisant un environnement calme. De plus, les quelques coraux solitaires et les bioclastes indiquent un environnement de vasière péri-récifale.

*Mont-La-Chapelle*  
(XL2: 500738.56 ; YL2:2183729.1)

Zone	Form.	Séq.	N°	En m.	Texture
------	-------	------	----	-------	---------

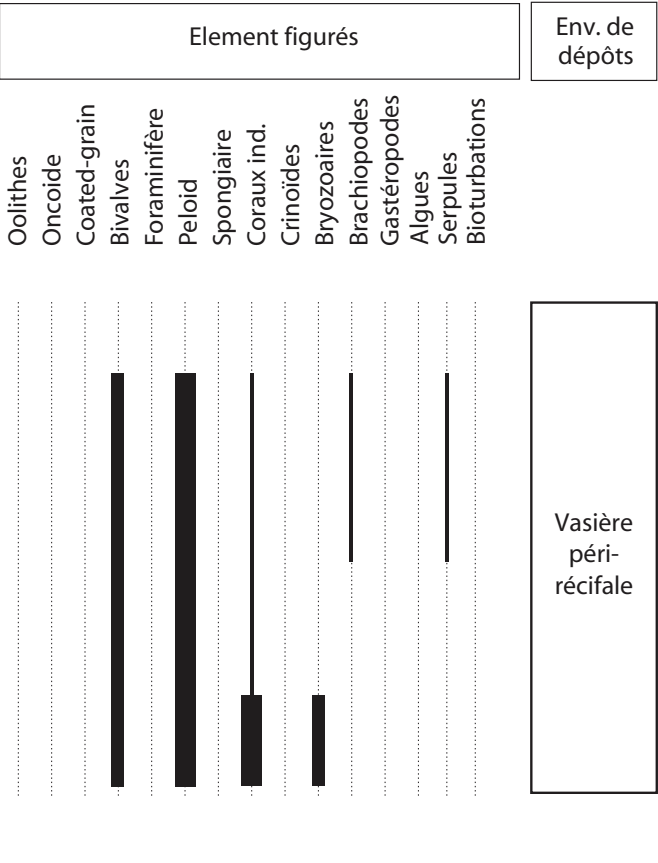


Figure 52 : Affleurement Mont-La-Chapelle – voir Figure 43 pour la localisation

#### 4.2.2.3 Affleurement La Ménardière

Après un niveau plus marneux (*Calcaires marneux à coraux* - Boullier et al., 2001), viennent brutalement les *Calcaires de Von* (localement appelés le *Calcaire récifal de Pouligny*) équivalents latéraux des *Calcaires de Morthomier* ou encore des *Calcaires crayeux de Bourges* (Figure 53 – Affleurement La Ménardière).

\* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

Le calcaire se présente en bancs parfois métriques. La faune est riche : spongiaires, brachiopodes, bivalves, coraux et échinodermes. En lame mince, le calcaire est un wackestone à packstone riches en coraux et péloïdes. Quelques foraminifères, agrégats et oncoïdes ont été observés (Figure 55A,B,C,D).

A l'affleurement, cette formation représente une extension totale d'environ 45m où les coraux deviennent de plus en plus importants verticalement jusqu'à arriver à des coraux branchus assez développés (~50cm de hauteur). Boullier *et al.* (2001) ont recensé une riche faune de coraux branchus, en gerbe ou en boule, des bryozoaires et des crinoïdes accompagnés de bivalves, de gastéropodes et de très rares brachiopodes.

\* Biostratigraphie

Le *Calcaire récifal de Pouligny* est daté par Boullier *et al.* (2001) d'après une faune de brachiopodes, de la zone à *Bimammatum*, sous-zone à *Hauffianum* à la zone à *Planula*, sous-zone à *Planula*.

\* Interprétation environnementale

L'occurrence des coraux branchus et la faune relativement riche indique un milieu récifal.

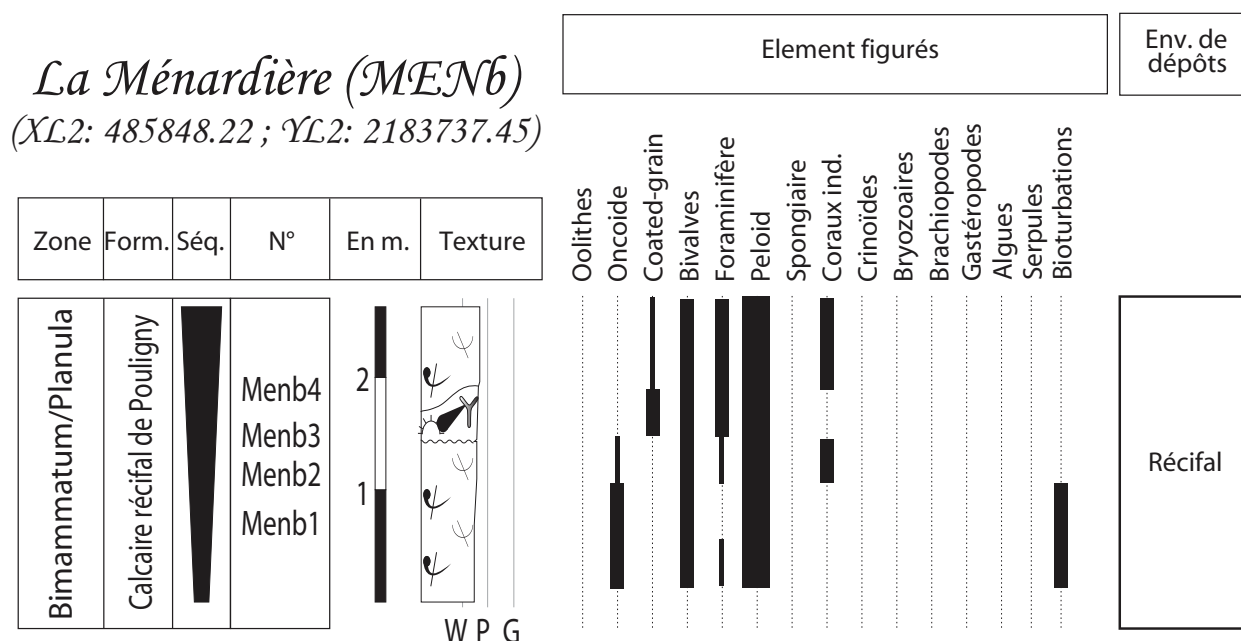


Figure 53 : Affleurement La Ménardière – voir Figure 43 pour la localisation

#### 4.2.2.4 Affleurement Preuilly

Un faciès de lagon fait suite à la formation précédente (*Calcaire récifal de Poulligny*). Le sommet de ce lagon présente une surface d'érosion qui précède la mise en place des *Calcaires à Mollusques* (équivalents latéraux des *Calcaires de Montierchaume*) observés sur la coupe de Preuilly (Figure 54).

##### \* Observations des macro- et microfaciès et contenu faunique

- Les deux premiers mètres de l'affleurement sont caractérisés par deux bancs métriques oolithiques dans lesquels ont été recensés des bivalves et crinoïdes. En lame mince, la texture est un grainstone où il a été observé des gastéropodes crinoïdes et de nombreux péloïdes. Tous les grains sont micritisés.

- La suite de la série est caractérisée par des alternances de calcaires micritiques et de grainstones oolithiques à base érosives. En lame mince, la texture de ces derniers est un grainstone à oolithes et débris de mollusques et à quelques bioclastes micritisés (Figure 55 E,F,G,H). Des accumulations de bioclastes soulignent parfois le sommet de ces bancs. Le sommet de la coupe est caractérisé par de nombreux bancs de tempestites marquant des niveaux de forte énergie.

##### \* Biostratigraphie

Les *Calcaires à Mollusques* ne sont pas datés et n'ont pas fait l'objet d'une révision biostratigraphique récente. D'après Barrier et Gagnaison (2005), ils seraient les équivalents

latéraux des *Calcaires de Montierchaumes* datés par Debrand-Passard (1982) de la zone à Planula, sous-zone à Gigantoplex. Cette datation a été confirmée par Lefort (2011) d'après une récolte de brachiopodes.

\* Interprétation environnementale

Ce calcaire oolithique présente des niveaux de tempestites (grainstone à base érosives) dans un milieu abrité (calcaires micritiques). Ces niveaux de tempestites sont de plus en plus nombreux en sommet de coupe illustrant un ennoiment de la série. Ces observations semblent caractériser un environnement de haut-fond oolithique qui marque la fin des faciès bioconstruits dans la région.

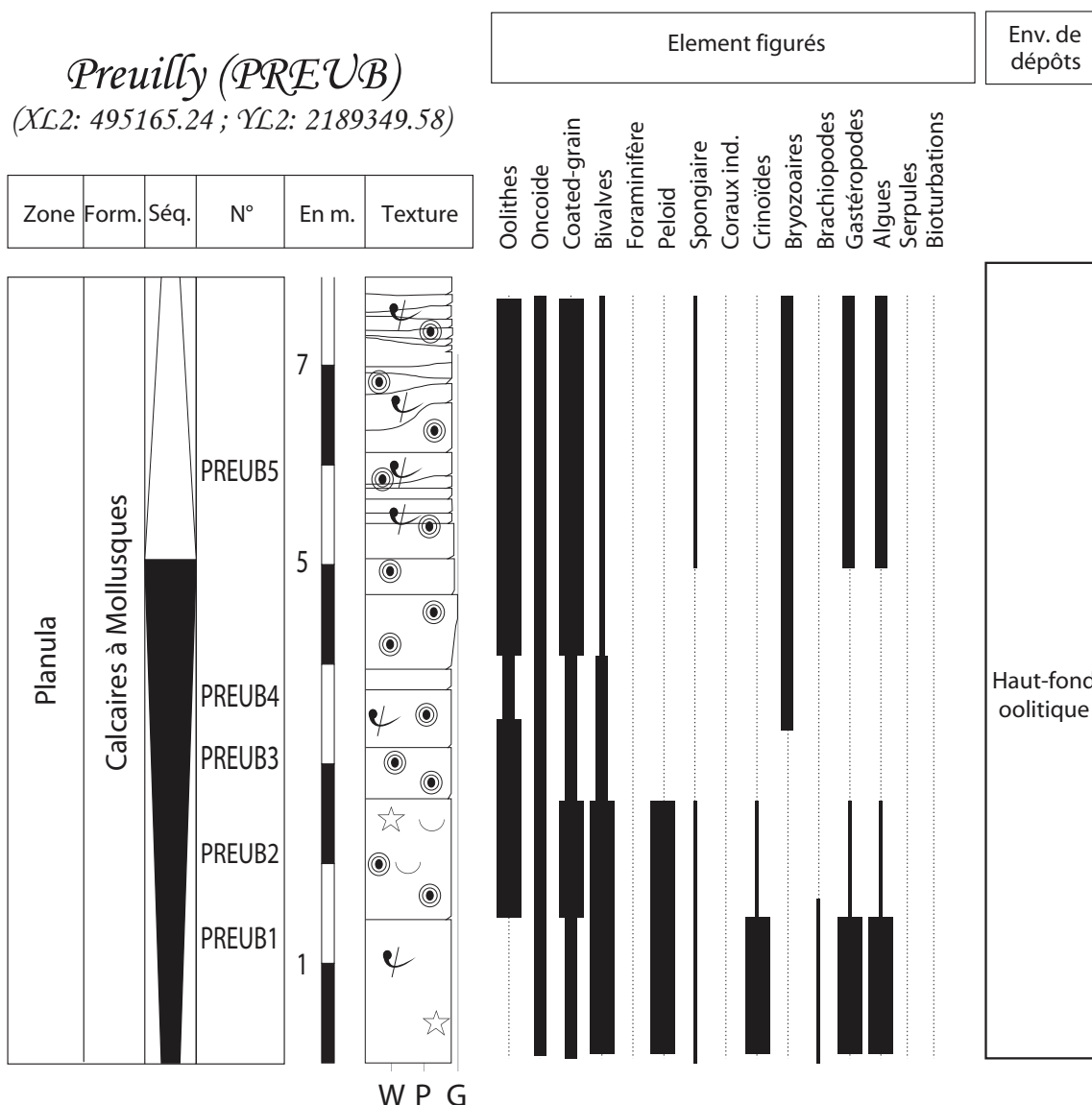


Figure 54 : Affleurement Preuilley – voir Figure 43 pour la localisation

### Figure 55 - Légende

---

A : Packstone à péloïdes. La présence de quelques oncoïdes à contours irréguliers et de ciment sparitique indique un environnement assez agité permettant un lessivage de la micrite.

*Ech. Menb1, La Ménardièrre, calcaire marneux à coraux et calcaires récifaux (Oxfordien supérieur)*

B : Packstone à péloïdes. Ce sont des grains micritiques ovoïdes avec des fantômes de coquilles dissous partiellement ou non. Milieu assez agité.

*Ech. Menb1, La Ménardièrre, calcaire marneux à coraux et calcaires récifaux (Oxfordien supérieur)*

C : Corail biocorroqué.

*Ech. Menb2, La Ménardièrre, calcaire marneux à coraux et calcaires récifaux (Oxfordien supérieur)*

D : Mudstone. Boue micritique sans forme reconnaissable. Milieu calme et relativement profond.

*Ech. Men2, La Ménardièrre, Dalle à Silex (Oxfordien inférieur-moyen)*

E : Grainstone. Ciment sparitique. Agrégat de grains oolithiques. La formation des agrégats nécessite un hydrodynamisme suffisant pour nettoyer la boue entre les grains et temporairement calme pour permettre la cohésion des grains.

*Ech. Preub2, Preuilly, calcaires à mollusques (Oxfordien supérieur)*

F : Grainstone. Ciment sparitique. Gastéropodes en coupe longitudinale et ooïdes de type OM (caractéristique d'un environnement presque constamment agité type barre sableuse) et OR (interprété comme provenant d'un milieu de basse énergie) (Flügel, 2004).

*Ech. Preub2, Preuilly, calcaires à mollusques (Oxfordien supérieur)*

G : Grainstone. Ciment sparitique. De nombreux foraminifères bisériés (deux séries de loges) et oncoïdes.

*Ech. Preub1, Preuilly, calcaires à mollusques (Oxfordien supérieur)*

H : Grainstone. Ciment sparitique. Présence d'oolithes, de péloïdes ainsi que d'un agrégat d'oolithes tronqué (voir flèche blanche). La forme assez anguleuse de l'agrégat indique un transport relativement court avant l'immobilisation du grain. Cet échantillon fait partie d'un banc de tempestites.

*Ech. Preub4, Preuilly, calcaires à mollusques (Oxfordien supérieur)*



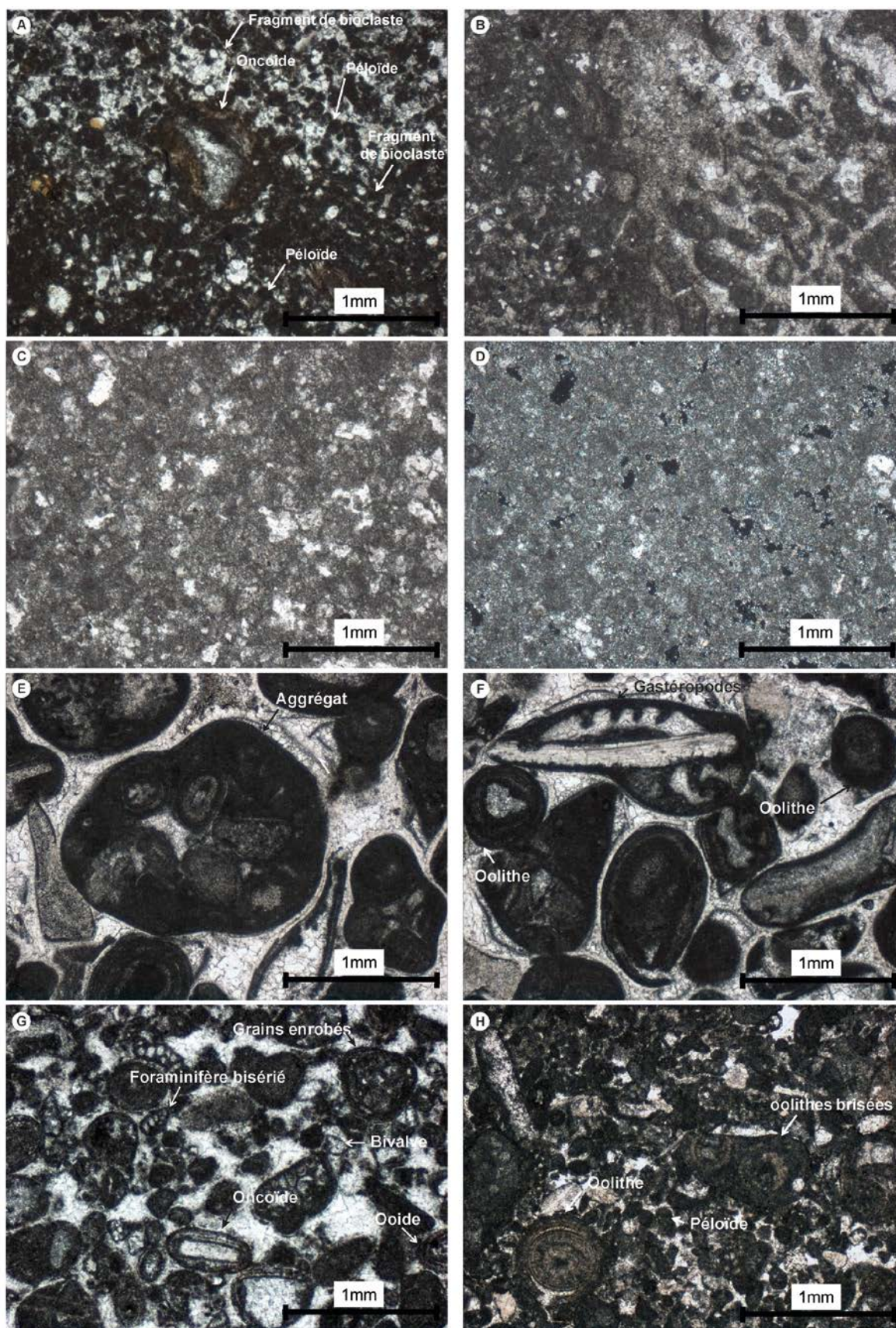


Figure 55 : Microfaciès du Poitou

### 4.3 LE JURASSIQUE SUPERIEUR EN SUBSURFACE : DEFINITION DES ELECTROFACIES

#### 4.3.1 Habillage biostratigraphique, lithostratigraphique et de faciès de Saint-Georges-sur-Moulon

##### 4.3.1.1 Calage du puits de Saint-Georges-sur-Moulon1 par rapport aux affleurements et aux notices de cartes géologiques

Comme déjà dit dans le chapitre méthodologie, dans le but de caler en âge et en faciès le puits de Saint-Georges-sur-Moulon1, les données issues (1) des affleurements étudiés (*cf.* 4.2.1.) et (2) de la notice de la carte géologique de Nérondes (Lablanche *et al.*, 1992) ont été utilisées. La combinaison de ces données a permis de repositionner les nomenclatures lithostratigraphiques du Jurassique supérieur du Berry sur le puits de Saint-Georges-sur-Moulon (Figure 56).

Il faut noter que d'après Guillocheau *et al.* (2000) et les travaux de Carpentier (2004) et Carpentier *et al.* (2006; 2007; 2010), il a été démontré que le Jurassique supérieur prograde globalement du Nord vers le Sud du Bassin de Paris avec des géométries de downlap. Ainsi, les épaisseurs des formations du Berry vont être nécessairement plus épaisses à l'Est et moins épaisses au Sud-Ouest de la zone d'étude.

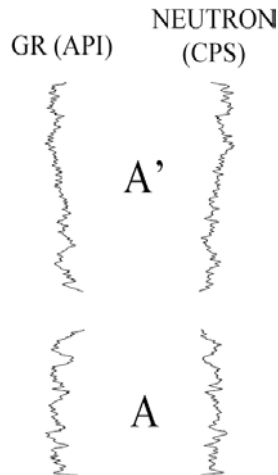
#### ➤ **Calage de la base et du sommet du log composite avec le puits de Saint-Georges-sur-Moulon**

Le passage Callovien/Oxfordien se caractérise par des oolites ferrugineuses qui ont été repérées sur le log de fin de sondage du puits pétrolier. Ainsi la base des *Calcaires et marnes à spongiaires* est sûre.

La base des *Calcaires de Buzançais*, datée de la zone à Cymodoce (Debrand-Passard, 1982), est connue régionalement sur le puits pétrolier comme étant la base du *Calcaire rocailleux à ptérocères* qui marque l'accélération de la rétrogradation du Kimméridgien inférieur (Guillocheau *et al.*, 2000).

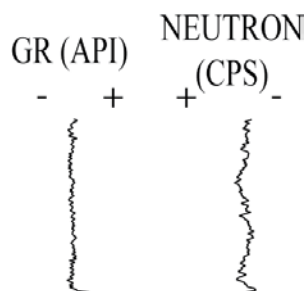
#### 4.3.1.2 Définition des électrofaciès du puits de Saint-Georges-sur-Moulon1

##### \* Unité A et A'



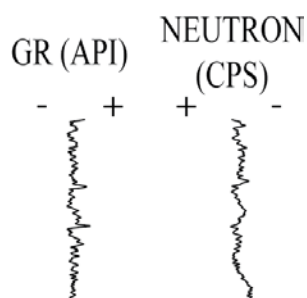
Le premier faciès diagraphique A est caractérisé par des alternances argilo-calcaires très cimentés à signature diagraphique cylindrique. L'électrofaciès A' présente des valeurs de gamma-ray qui diminuent progressivement vers des valeurs de radioactivité faibles, parallèlement à une diminution des valeurs du neutron. Ce second faciès A' est lui aussi bien cimenté.

##### \* Unité B



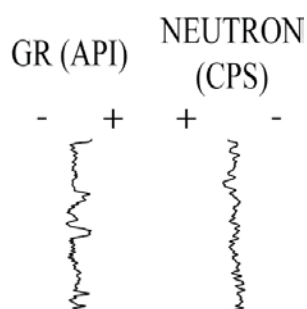
L'unité B est caractérisée par des valeurs de gamma-ray cylindriques très faibles. Sa porosité varie de forte (neutron fort : poreux) à faible (neutron faible : cimenté).

\* Unité C



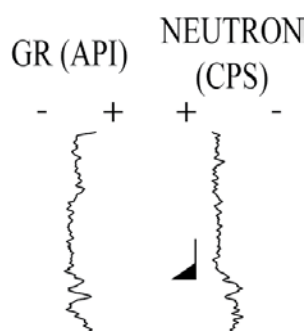
L'unité C est caractérisée par des valeurs de gamma-ray peu radioactive à niveaux très radioactifs (argileux). Le Neutron met en évidence quelques niveaux poreux.

\* Unité D



L'unité D est caractérisée par des valeurs de gamma-ray plus ou moins fortes, à niveaux très radioactifs argileux. Le neutron présente des valeurs de porosité faibles.

\* Unité E



L'unité E débute par des valeurs de gamma-ray radioactives à peu radioactives qui évoluent vers des valeurs peu radioactives. La porosité reste quant à elle faible.



### 4.3.1.3 Caractéristiques pétrophysiques des formations et interpolation en termes d'électrofaciès

#### \* La Formation des Calcaires et marnes à spongiaires

Elle est caractérisée par un faciès de plate-forme externe (Lefort, 2011) dominé par des processus de tempêtes. A l'affleurement, les *Calcaires et marnes à spongiaires* sont caractérisés à la base par un niveau condensé silicifié illustrant la condensation de l'Oxfordien inférieur à moyen basal. Puis la série se continue par un calcaire mudstone à wackestone à nombreux niveau silicifiés. Ces observations caractérisent de nombreux niveaux bien cimentés.

Cette formation ne peut être mise en relation qu'avec l'électrofaciès très cimenté compartimenté en A (*Calcaires silicifiés*) et A' (Dalle à Silex), l'ensemble formant la Formation des *Calcaires et marnes à spongiaires*.

#### \* La Formation des Calcaires lités inférieurs

Cette formation définit un faciès de lagon constitué de mudstones à péloïdes (voir 5.2.2.1 ; Lefort, 2011 ; Debrand-Passard, 1982) composé à 80% jusqu'à plus de 90% de carbonate (Debrand-Passard, 1982) où aucun niveau condensé n'a été repéré à l'affleurement.

Le seul électrofaciès correspondant à un mudstone composé à ~90% de carbonate est l'électrofaciès B.

#### \* La Formation des Calcaires de Von (équivalents latéraux des Calcaires de Morthomier et des Calcaires crayeux de Bourges)

Cette formation est caractérisée par des bivalves endobiontes et hémi-endobiontes et/ou fixés ce qui suggère, d'après Lefort (2011) un substrat variable voire instable. Cette formation définit un faciès péri-récifal à récifal à niveaux d'argiles (voir 5.2.2.2 ; Lefort, 2011 ; Debrand-Passard, 1982).

En diagraphie, les faciès de calcaires récifaux ont une signature peu radioactive parfois poreuse en fonction de la cimentation des récifs. Le substrat variable et les lits d'argiles repérés à l'affleurement concordent avec l'électrofaciès C du puits de Saint-Georges-sur-Moulon1.

\* La Formation des Calcaires lités supérieurs : le membre du Calcaire de Montierchaume

Cette formation est caractérisée par un faciès mudstone quasiment azoïque (voir 5.2.2.3. ; Lefort, 2011 ; Debrand-Passard, 1982). Au sein de ce mudstone peu poreux, quelques niveaux argileux ont été repérés à l'affleurement (Debrand-Passard, 1982 ; Lablanche *et al.*, 1992 ; Boullier *et al.*, 2001).

En diagraphie, l'électrofaciès D correspond parfaitement à la description ci-dessus en termes de faible porosité et d'une faible radioactivité ponctuée par quelques niveaux très radioactifs.

\* La Formation des Calcaires lités supérieurs : le membre Calcaire de Levroux s.l.

Ce membre est défini par un faciès de lagon (voir 5.2.2.4 et Lefort, 2011). D'après les observations sur les affleurements, ce membre est relativement bien cimentée. L'électrofaciès E correspond aux *Calcaires de Levroux s.l.*

# ST.GEORGES SUR MOULON-1

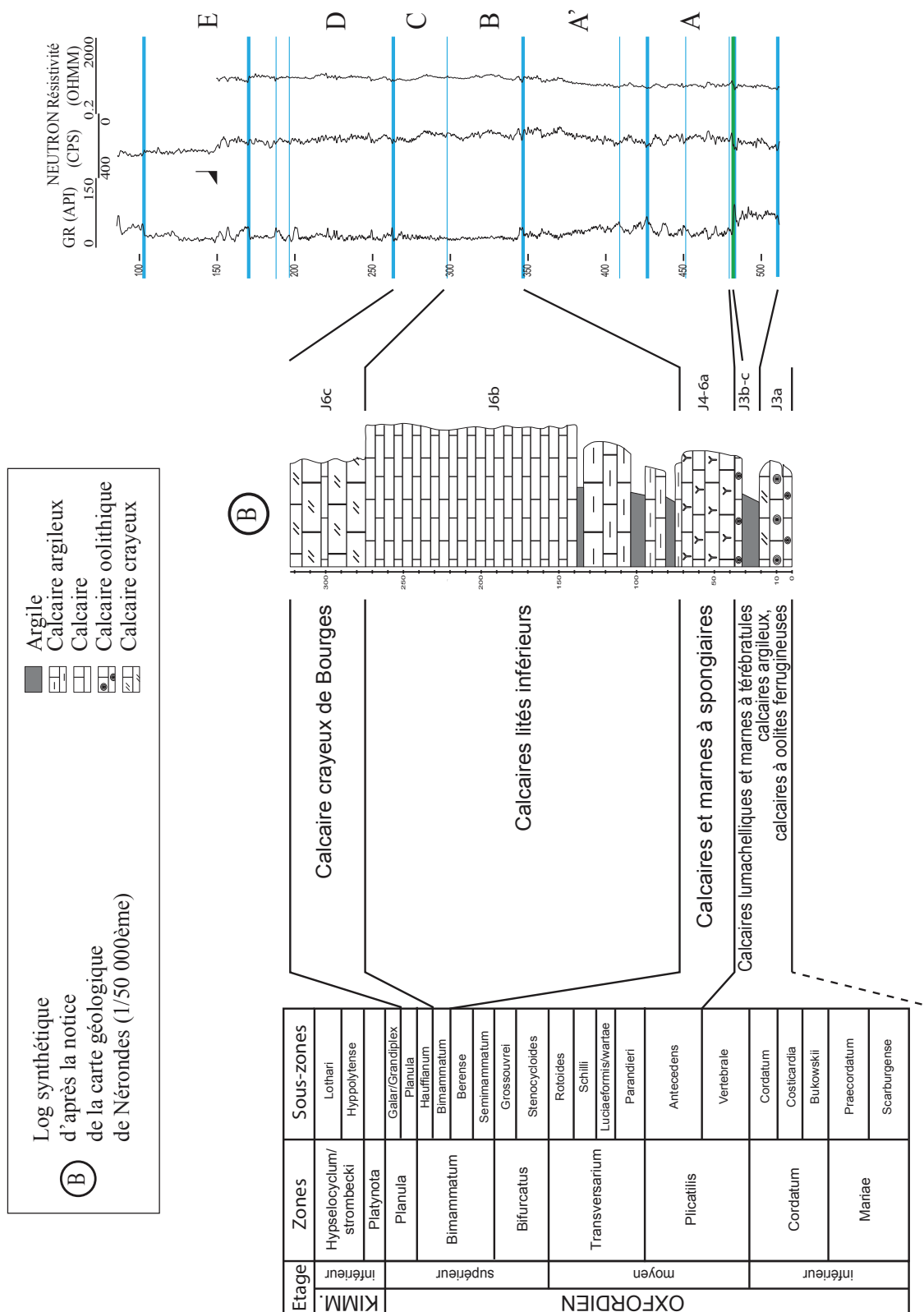


Figure 56 : Corrélation entre les affleurements du Berry et le puits de Saint-Georges-sur-Moulon1

#### 4.3.2 Habillage biostratigraphique, lithostratigraphique et de faciès de Boussay1

##### 4.3.2.1 Calage du puits de Saint-Georges-sur-Moulon1 par rapport aux affleurements et aux notices de cartes géologiques

Dans le but de caler en âge et en faciès le puits de Boussay1, le log de la carte géologique de Le Blanc a été dessiné et les nomenclatures lithostratigraphiques repositionnées (Figure 57).

##### ➤ Calage de la base et du sommet du log composite avec le puits de Saint-Georges-sur-Moulon

Le passage Callovien/Oxfordien se caractérise par l'enregistrement du passage de marnes silteuses à un calcaire silicifié de l'Oxfordien moyen (Boullier *et al.*, 2001). Ainsi, dans le Poitou, l'Oxfordien inférieur semble être condensé. La base des *Calcaires et marnes à spongiaires* (*Calcaire silicifié du Muant et Dalle à silex*) est sûre.

En termes d'électrofaciès, trois grandes ruptures lithologiques sont observées sur le puits de Boussay1 (Figure 57). Une première rupture est située vers 437.5m puis une autre vers 353m (argileux) et une dernière vers 275m.

D'après la notice de la carte géologique de Le Blanc (Barrier et Gagnaison, 2005), après la Formation de la *Dalle à silex*, le seul niveau marneux repéré est la Formation des *Calcaires marneux à coraux* épais de 3m. Celui-ci correspondrait à la rupture lithologique repérée vers 353m.

##### 4.3.2.2 Définition des électrofaciès du puits de Boussay1

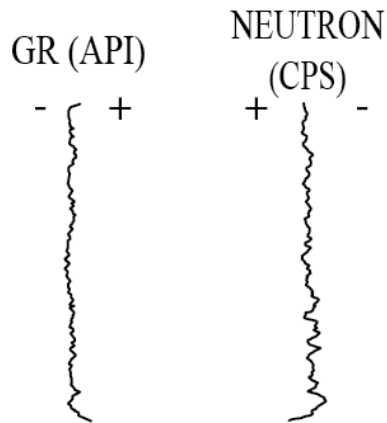
###### \* Unité A

GR (API)	NEUTRON
- { +	+ (CPS) -
	+ } -

Le premier faciès diagraphe A est caractérisé par un calcaire plus ou moins argileux de radioactivité faible. La porosité varie de faible à moyenne. La base de l'unité A est bien cimentée.

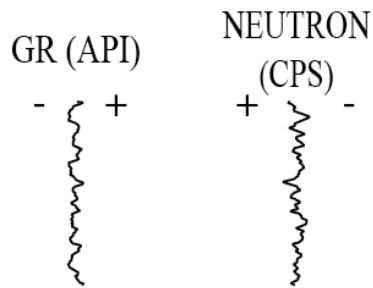


\* Unité B



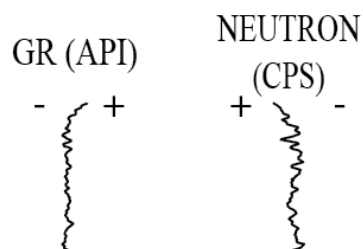
L'unité B est caractérisée par des valeurs de gamma-ray cylindriques faibles et la porosité varie de forte (neutron fort : poreux) à faible (neutron faible : cimenté).

\* Unité C



L'unité C est caractérisée par des valeurs de gamma-ray faibles, en correspondance avec des valeurs de neutron faibles. Ces paliers sont séparés par des niveaux très radioactifs qui correspondent à des valeurs de neutron fort.

\* Unité D



L'unité D est caractérisée par des valeurs de gamma-ray plus ou moins radioactives, à niveaux très radioactifs argileux. Le neutron présente des valeurs de porosité variables.

#### 4.3.2.3 Caractéristiques pétrophysiques des formations et interpolation en termes d'électrofaciès

- \* La Formation des Calcaires et marnes à spongiaires (Calcaire silicifié du Muant et Dalle à Silex)

A l'affleurement, elle est caractérisée par un calcaire bioclastique où alternent des bancs de silex (voir 4.2.2.1.). Par endroits, des patchs de calcaires bioclastiques à polypiers remaniés par des tempêtes ont été observés. Les niveaux silicifiés observés à l'affleurement correspondent aux niveaux très résistants en diagraphie.

Cette formation ne peut être mise en relation qu'avec l'électrofaciès A.

- \* La Formation des Calcaires du Breuil (équivalents latéraux des Calcaires lités inférieurs)

Cette formation est caractéristique d'un milieu de vasière péri-récifal (Boullier *et al.*, 2001; Barrier et Gagnaison, 2005). Ce calcaire est le plus souvent de texture mudstone à péloïdes. Localement, des bancs présentent une texture wackestone-packstone. La faune est relativement pauvre, à l'exception faciès packstones où des coraux solitaires et quelques rostrés de bélemnites ont été observés (voir 4.2.2.2.).

Le seul électrofaciès correspondant à un mudstone est l'électrofaciès B.

- \* La Formation du Calcaire récifal de Poulligny (équivalent latéral des Calcaires de Von s.l.)

Cette formation est caractérisée par un faciès de péri-récifale (voir 4.2.2.3 ; Boullier *et al.*, 2001; Barrier et Gagnaison, 2005). Cette formation est caractérisée par une texture variable (boundstone, floatstone et rudstone). Cette formation présente des structures métriques où se rencontrent de nombreux coraux branchus, solitaires, de nombreux bivalves, brachiopodes, bryozoaires et échinodermes. Cette formation est donc caractérisée par des niveaux indurés et poreux peu radioactifs.

En diagraphie, les faciès calcaire récifaux ont une signature peu radioactive parfois poreuse en fonction de la cimentation des récifs.

L'électrofaciès C correspond à cette formation récifale qui surmonte un épisode marneux situé en base de l'électrofaciès C (353m) (les *Calcaires marneux à coraux* ; Boullier *et al.*, 2001; Barrier et Gagnaison, 2005).

\* La Formation des Calcaires à Mollusques (équivalents latéraux de la base des Calcaires lités supérieurs)

Cette formation se détache nettement de la formation récifale précédente par des bancs métriques à décimétriques caractérisés par une texture packstone à grainstone riche en ooïdes qui définit un haut-fond oolitique (voir 4.2.2.4.). C'est un calcaire donc peu radioactif de texture grainstone donc relativement poreux.

En diagraphie, l'électrofaciès D correspond parfaitement à la description ci-dessus en termes de porosité variable et d'une faible radioactivité.

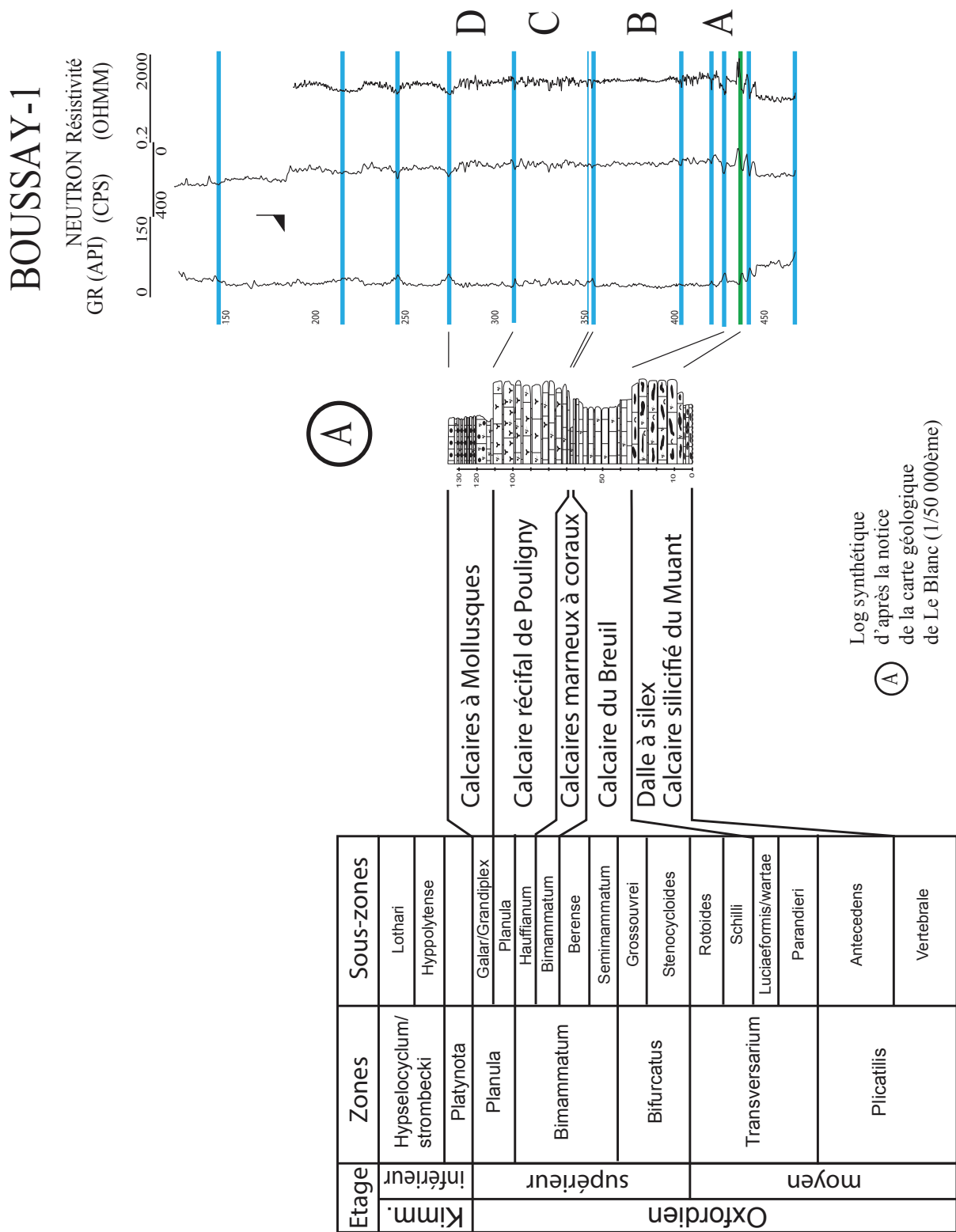


Figure 57 : Corrélation entre les affleurements du Poitou et le puits de Boussay1

#### 4.4 SYNTHÈSE DES ELECTROFACIES : MODELE DE SIGNATURE DIAGRAPHIQUE DU JURASSIQUE SUPERIEUR DU SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS

A partir du précédent travail, cinq électrofaciès ont été identifiés pour le Jurassique supérieur du Sud-Ouest du Bassin de Paris à partir des outils gamma-ray, sonic et neutron (Figure 58). Ces électrofaciès définissent différents environnements de dépôts synthétisés ci-dessous :

\* Électrofaciès A : Calcaires argileux dominés tempête

Ils sont caractérisés par une radioactivité variable qui va en diminuant et une porosité très faible. Ils sont composés de calcaires argileux à texture wackestone à packstone

\* Électrofaciès B : Calcaire péri-récifal à récifal

Il est défini par une radioactivité relativement faible, ponctuée par quelques niveaux argileux (radioactivité forte) et une porosité variable. C'est un calcaire à polypier dont la texture est wackestone à packstone.

\* Électrofaciès C : Shoal oolithique

Il est caractérisé par des valeurs de radioactivité qui diminuent progressivement et une porosité variable. C'est un calcaire à oolithes micritisées de texture packstone à grainstone.

\* Électrofaciès D : Calcaire poreux

Il est défini par une radioactivité variable mais globalement faible et une forte porosité. C'est un calcaire crayeux, tendre.

\* Électrofaciès E : Calcaire fin de lagon

Il est caractérisé par une radioactivité très faible et une porosité variable. C'est un calcaire fin à bancs décimétriques de texture mudstone.

**Ce modèle permet d'habiller l'ensemble des transects utilisés en faciès et lithologies.**

**Ces correspondances ont été testées sur les corrélations régionales. Celles-ci sont résumées entre les puits de Boussay1 et Saint-Georges-sur-Moulon1 (Figure 59).**

**Ensuite nous extrapolerons les faciès reconnus sur les corrélations diagraphiques de l'ensemble du Sud-Ouest du Bassin de Paris et en Lorraine grâce aux données de Carpentier (2004).**

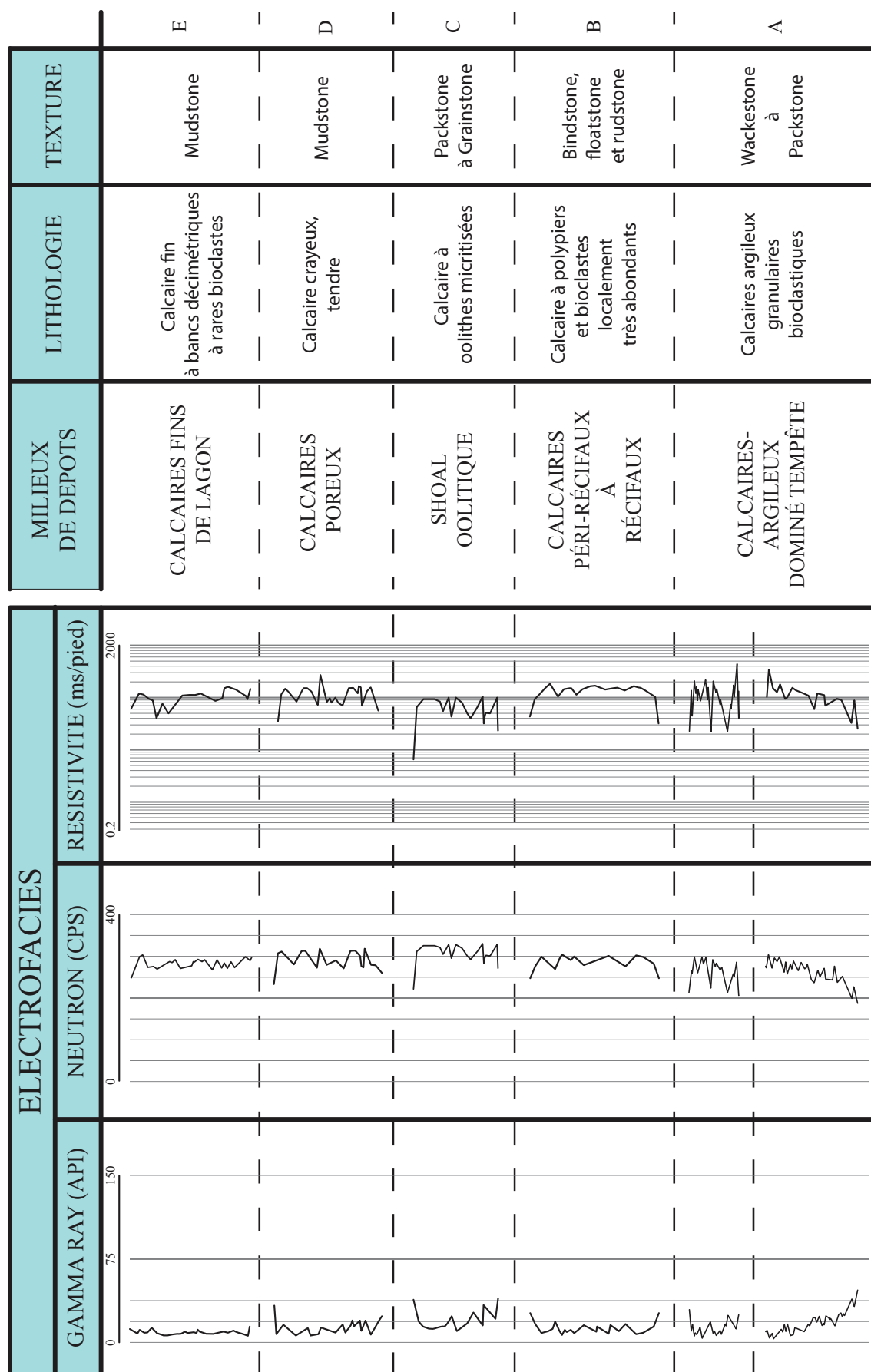


Figure 58 : Différents électrofaciés identifiés pour le Jurassique supérieur du Sud-Ouest du Bassin de Paris à partir des outils gamma-ray, sonic et neutron et leurs interprétations en termes d'environnements de dépôt.

SAINT-GEORGES SUR MOULON 1

BOUSSAY 1

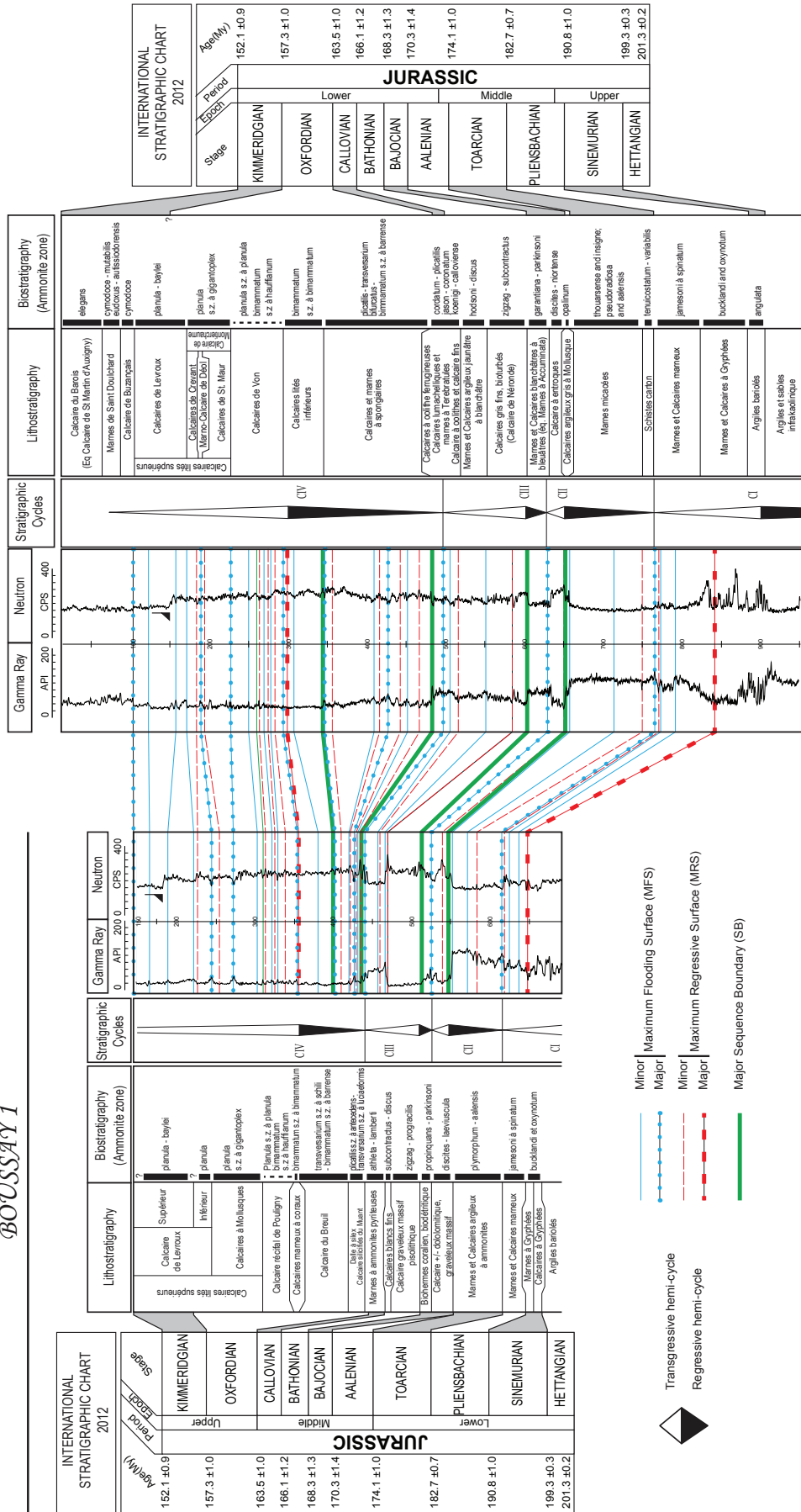


Figure 59 : Découpage séquentiel et corrélations du Jurassique du Sud-Ouest du Bassin de Paris entre les puits de Boussay1 et St-Georges-sur-Moulon1 - voir localisation sur la figure 3.

## 4.5 CORRÉLATIONS SÉQUENTIELLES

En utilisant la technique du stacking pattern développée dans le chapitre 2 et fondée (1) sur les puits de Boussay1 et Saint-Georges-sur-Moulon1 habillés en faciès et (2) sur le modèle d'électrofaciès développé précédemment, 17 transects ont été établis dont 4 présentés dans ce chapitre (Figure 61).

### 4.5.1 Homogénéisation de la nomenclature lithostratigraphique du Jurassique supérieur à partir des données de subsurface

Suite au précédent travail et sur la base d'un travail de synthèse biostratigraphique du Trias au Malm du Bassin de Paris (voir Annexe1), **une nomenclature du Jurassique supérieur homogénéisée à l'échelle du Sud-Ouest du Bassin de Paris a pu être proposée** (Figure 60).

Il s'est avéré que les *Calcaires et marnes à spongiaires* ont un faciès diagraphique bien spécifique (voir Figure 58 et 9) et définissent un faciès de rampe de tempête.

Les *Calcaires de la Martinerie* correspondent à un faciès de lagon. Ces deux formations sont bien caractérisées en lithologie, en stratigraphie et en faciès ainsi que leur datation biostratigraphique (voir annexe 1).

Les *Calcaires de Von*, *Calcaires de Morthomiers* et *Calcaires crayeux de Bourges* ont posés un problème lors de leur reconnaissance en diagraphies. En effet, les deux premières formations sont datées biostratigraphiquement (voir annexe 1) mais la dernière ne l'est que grâce aux datations des formations sus- et sous-jacentes. Sur le terrain, très peu de fossiles ont été observés au sein de ces calcaires crayeux. Ces trois formations sont considérées dans la littérature comme des équivalents latéraux et nous les résumerons sous l'appellation des *Calcaires de Von s.l.* (Debrand-Passard *et al.*, 1972; Debrand-Passard et Médioni, 1975; Debrand-Passard *et al.*, 1977; Debrand-Passard *et al.*, 1978c; Debrand-Passard, 1982; Lefort, 2011).

Les *Calcaires de Montierchaume*, les *Calcaires de Levroux* sont deux membres de la Formation des *Calcaires lités supérieurs* (Debrand-Passard, 1982; Boullier *et al.*, 2001). Cependant, la différenciation des *Calcaires de Levroux inférieur et supérieur* n'a pas été observée en diagraphie à partir du faciès diagraphique. Ces deux formations ont donc été résumées en une Formation des *Calcaires de Levroux*.

Enfin les *Calcaires de Buzançais* et les *Marnes de Saint-Doulchard* ont une continuité latérale reconnue en diagraphie à l'échelle du Sud-Ouest du Bassin de Paris.



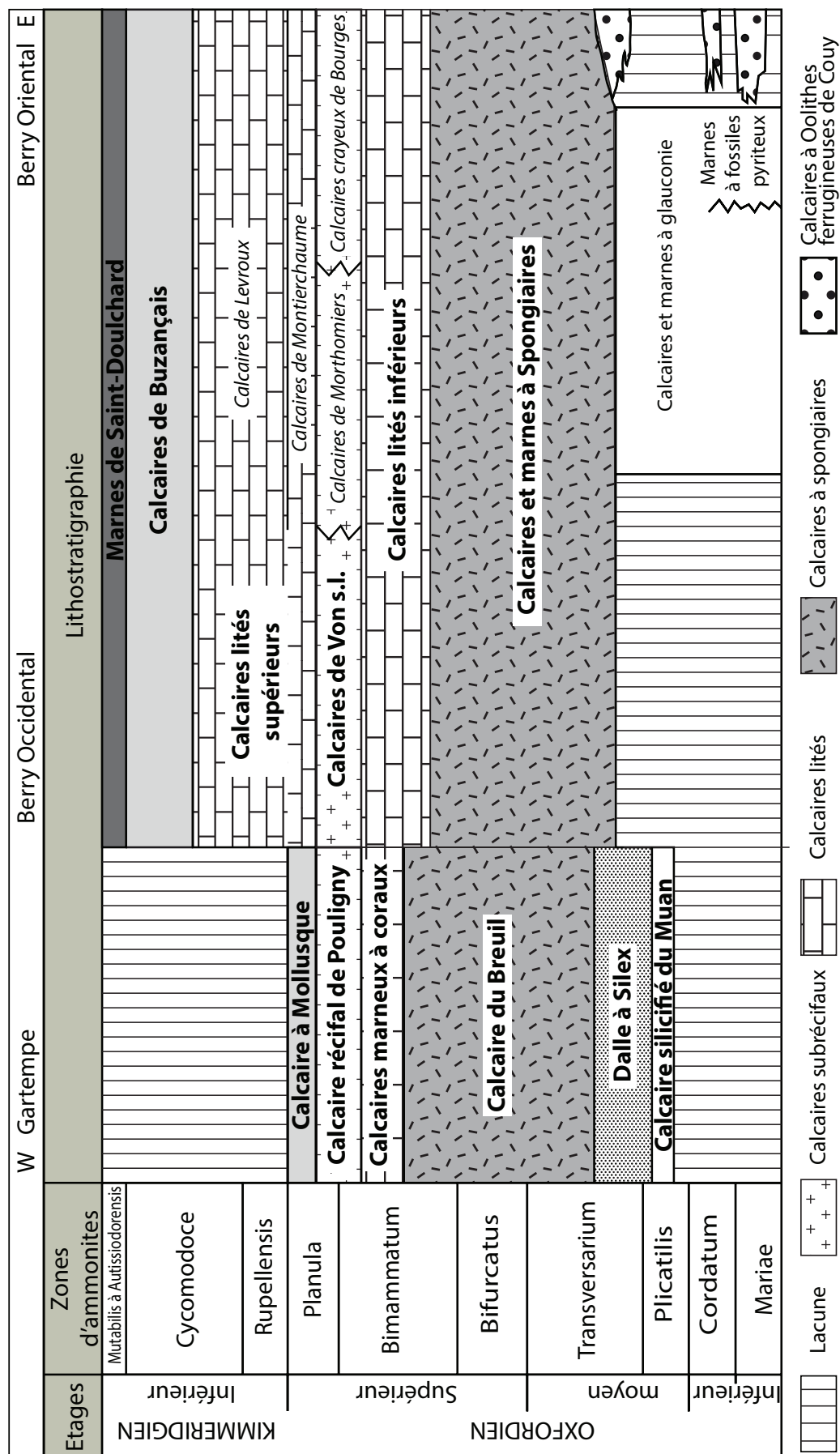


Figure 60 : Nouveau tableau lithostratigraphique proposé pour les dépôts oxfordiens et kimméridgiens du Sud-Ouest du Bassin de Paris

#### 4.5.2 Les cycles stratigraphiques : définition, faciès et géométries

Les transects ont été horizontalisés sur la base du *Calcaire rocailleux à ptérocères* qui marque l'accélération de la rétrogradation du Kimméridgien inférieur (limite des zones Baylei/Cymodoce – Guillocheau *et al.*, 2000), marqueur reconnu à l'échelle du Bassin de Paris. Les faciès ont été surimposés aux lignes temps de corrélation.

Quatre cycles limités par des surfaces d'inondation maximale ont été identifiés :

➤ **Le Cycle CIIIa (Callovien moyen/Oxfordien inférieur – Zone à Jason/Plicatilis-Transversarium)**

Le Cycle CIIIa débute par une surface d'inondation maximum (i.e. **MFS du cycle CIII qui coïncide avec la MFS du Cycle CII ; Marqueur D1 ; zone à Jason, sous-zone à Jason** – Guillocheau *et al.*, 2000). Ce cycle n'est visible qu'à l'Est de la zone d'étude. Il est en effet condensé à l'Ouest (à partir du puits de Saint-Georges-sur-Moulon1 sur le transect AB – Figure 62). Le demi-cycle transgressif est représenté par des calcaires argileux séparés par des interlits d'argiles terrigènes.

Le **demi-cycle régressif CIIIa** est illustré par des argiles silteuses surmontées par un calcaire à oolithes ferrugineuses. Il s'agit du repère RIO (Repère Inférieur Oolithique) défini par les pétroliers et corrélé à l'échelle du Bassin de Paris. C'est une surface condensée complexe qui enregistre plusieurs variations. Il correspond à la MRS mineure du cycle CIIIa. Au-dessus, le **cortège rétrogradant du cycle CIIIa** présente les mêmes argiles silteuses d'offshore du demi-cycle précédent jusqu'à la MFS du demi-cycle transgressif CIIIa.

➤ **Le Cycle CIIIb (Oxfordien inférieur/Base de l'Oxfordien supérieur – Zone Plicatilis/Transversarium – Bifurcatus)**

Puis, le **cortège progradant du cycle CIIIb** présente un enrichissement progressif en calcaire avec quelques calcaire récifaux (Barrier et Gagnaison, 2005). La Formation des *Calcaires et marnes à spongiaires* (zone à Transversarium/Bifurcatus – Debrand-Passard, 1982) débute soit directement sur le RIO (à l'Ouest) soit sur la formation précédente (à l'Est). Elle illustre la renaissance des plates-formes carbonatées oxfordiennes. Elle enregistre des bancs décimétriques de calcaires argileux à niveaux de tempêtes. Elle s'enrichit en calcaire jusqu'à la **MRS du cycle CIIIb qui coïncide avec la MRS du cycle CIIIb-1** à plus haute fréquence. Puis un épisode argileux s'enregistre brutalement peu après, illustrant la **MFS du cycle mineur CIIIb-1**. Puis, à nouveau, une augmentation du taux de carbonate est observée jusqu'à un pic caractérisant la **MRS du cycle mineur CIIIb-2**. Enfin, la teneur en carbonate diminue progressivement pour marquer un niveau d'argile franc, soulignant la **MFS du cycle majeur CIIIb**.

➤ **Le Cycle CIIIc (Intra Oxfordien supérieur – base Bimmamatum/zone à Planula)**

Le **cortège progradant du cycle CIIIc** est illustré par un enrichissement régulier en carbonate à texture mudstone caractérisant la partie proximale des *Calcaires et marnes à spongiaires* et les *Calcaires lités inférieurs* (Bimmamatum, sous-zone à Barrense? et sous-zone à Bimmamatum – Debrand-Passard, 1982 ; Lefort, 2011) jusqu'à un pic de calcaire en sommet de formation mettant en évidence la **MRS du cycle CIIIc et du cycle majeur CIII**.

Les *Calcaires lités inférieurs* sont un calcaire de lagon aggradant qui s'inscrit dans le **demi-cycle régressif du cycle CIIIc**. Ce cycle est découpé en trois cycles de plus haute fréquence, les cycles CIIIc-1, CIIIc-2 et CIIIc-3. Le cycle CIIIc-1a caractérise la partie plus proximale des *Calcaires et marnes à spongiaires* (Bimmamatum, sous-zone à Barrense?). **La MRS du cycle CIIIc-2 correspond à la MRS du cycle majeur CIII**. Cette dernière est difficile à situer au sein du milieu de lagon. Elle a été positionnée sur diagraphie au niveau du pic le plus calcaire situé en sommet du faciès de lagon à l'Ouest de la zone d'étude.

Le passage entre la Formation des *Calcaires lités inférieurs* et du *Calcaire de Von s.l.* est caractérisé par un niveau d'argile soulignant la MFS mineure du cycle CIIIc-2.

Le *Calcaire de Von s.l.* (Bimmamatum, sous-zone à Hauffianum et zone à Planula, sous-zone à Planula – Debrand-Passard, 1982; Lefort, 2011) caractérise un milieu péri-récifal à récifal marqué par une alternance de calcaires et de calcaires argileux. Au sein des *Calcaires de Von s.l.*, Lefort (2011) décrit un milieu de plus en plus stressé jusqu'à la formation suivante (base des *Calcaires lités supérieurs* membre des *Calcaires de Montierchaume*) illustrant une diminution de la profondeur d'eau. Cette évolution définit le **demi-cycle régressif du cycle mineur CIIIc-3**.

Le membre des *Calcaires de Montierchaume* constitue les premiers dépôts de la Formation des *Calcaires lités supérieurs*, caractérisée par la présence de pseudomorphoses de gypse (Planula sous-zone à Gigantoplex – Debrand-Passard, 1982; Lefort, 2011). D'après la faune observée par Lefort (2011), cette formation évoque un milieu moins profond et plus restreint que la Formation des *Calcaires de Von s.l.* A l'Ouest de la zone d'étude, sur le Puits de Boussay1, cette formation devient oolithique caractérisant un environnement de shoal oolithique (voir 4.2.2.4.). La MRS du cycle CIIIc-3 est repérée sur diagraphie par le pic le plus calcaire situé au sein de la Formation des *Calcaires de Montierchaume*. La MFS du cycle CIIIc-3 est mise en évidence en diagraphie par un niveau argileux corrélé sur l'ensemble de la zone d'étude qui correspond au sommet du membre des *Calcaires de Montierchaume* (Debrand-Passard, 1982).

➤ **Le Cycle CIIIc-4 (Oxfordien terminal/Kimméridgien inférieur – Planula/Autissiodorensis)**

Le **demi-cycle régressif du cycle mineur CIIIc-4** débute par une alternance de calcaires argileux et de calcaires sableux dans lesquels des huîtres ont été trouvées (Alcaydé et Debrand-Passard, 1980). Ces dépôts correspondent au membre des *Calcaires de Levroux*, au sein de la Formation des *Calcaires lités supérieur*, daté de la zone à Planula-Baylei (Mégnyen, 1980b; Lablanche *et al.*, 1992). Les *Calcaires de Levroux* sont séparés des *Calcaires de Buzançais* (zone à Cymodoce – Mégnyen, 1980b ; Lablanche *et al.*, 1992) par un niveau argileux qui marque la **MFS du cycle mineur CIIIc-4** au dessus du point d'accélération de la rétrogradation (base *Calcaire rocailleux à ptérocères* - Guillocheau *et al.*, 2000).

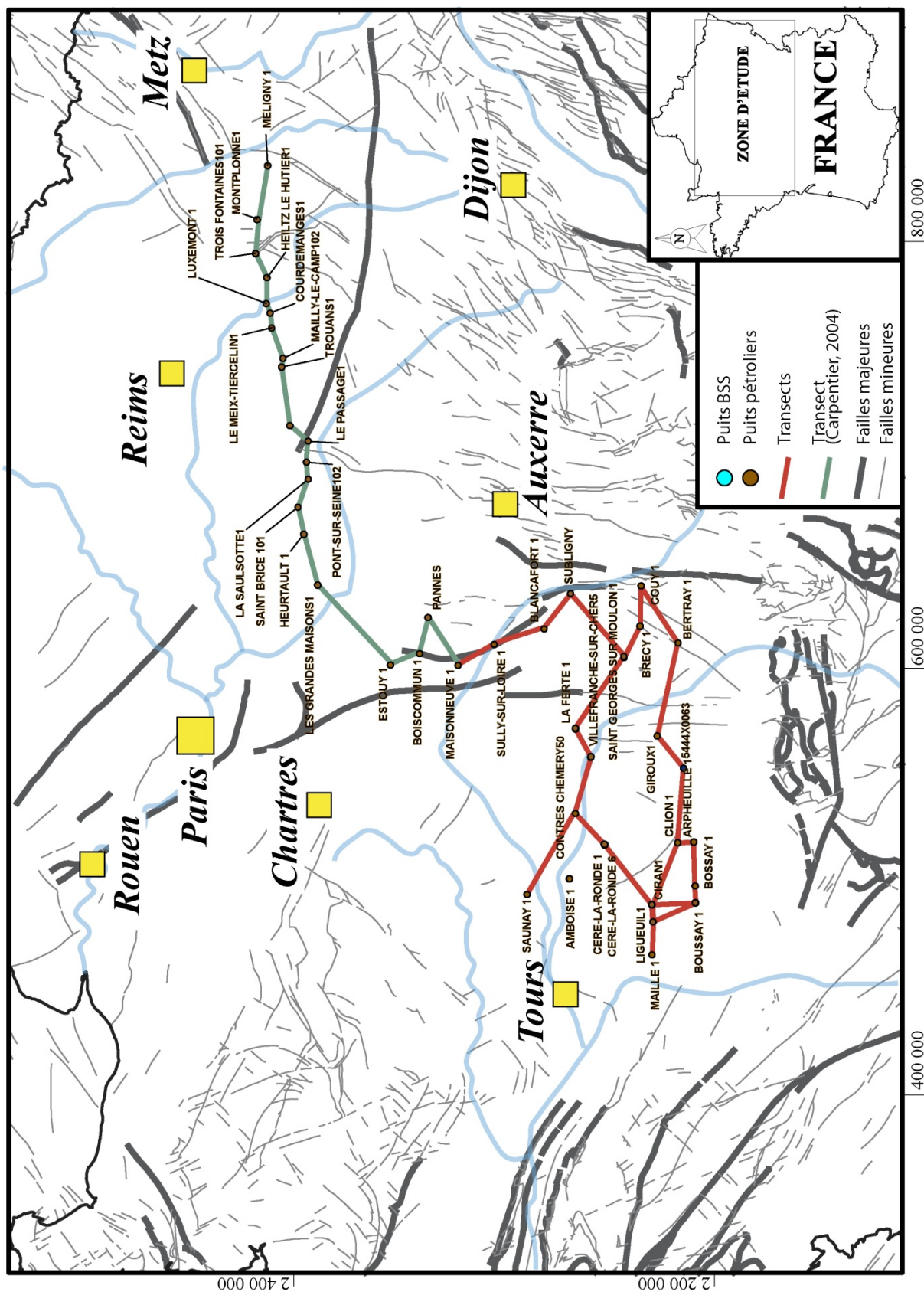


Figure 61 : Carte de localisation des transects diagrammiques étudiés

#### 4.5.3 Durée et hiérarchie des cycles

En utilisant la charte chronostratigraphique d'Hardenbol *et al.*, (1998) dont la durée des étages n'a pas évolué depuis (Figure 36), le cycle CIII est de 2ème ordre; les cycles CIIIa et CIIIb sont de 3ème ordre; les cycles CIIIb-1, CIIIb-2, CIIIc sont de 4ème ordre et les cycles CIIIc-1,2,3,4 sont de 5ème ordre :

##### **Le Cycle III : 4.12 Ma**

Le Cycle CIIIa : 2.78 Ma

Le Cycle CIIIb : 3.68 Ma

*Le Cycle CIIIb-1 : 1.83?Ma*

*Le Cycle CIIIb-2 : 1.85?Ma*

*Le Cycle CIIIc : 1.79Ma*

Le Cycle CIIIc-1 : 0.26Ma

Le Cycle CIIIc-2 : 0.26Ma

Le Cycle CIIIc-3 : 0.26Ma

Le Cycle CIIIc-4 : 0.51Ma

#### 4.5.4 Transect A-B

Le transect diagraphique A-B (Figure 62) orienté Sud-Ouest/Nord-Est (Figure 43). Il débute en A vers Poitiers pour aller jusque vers Nancy en B.

**Le cycle CIIIa (Zone à Jason - Plicatilis/Transversarium)** est caractérisé par une forte aggradation puis une progradation d'un prisme silicoclastique qui s'amincit vers l'Ouest-Sud-Ouest. Le demi-cycle régressif est caractérisé par un faciès argilo-silteux au dessus de la surface d'inondation maximale de la zone à Jason, sous-zone à Jason. Le demi-cycle transgressif est un prisme rétrogradant avec des downlaps sur une surface condensée d'oolithes ferrugineuses (RIO = Repère Inférieur Oolithique).

**Le cycle CIIIb (Zone Plicatilis/Transversarium – Bifurcatus)** est caractérisé par une géométrie de prisme de plate-forme carbonatée progradant avec des clinoformes s'amincissant vers le Sud-Ouest sur le même niveau d'oolithes ferrugineuses précédent (RIO). Deux séquences d'ordre inférieur ont également été définies.

**Le cycle CIIIb-1** représente la première progradation de la plate-forme carbonatée oxfordienne vers le Sud-Ouest qui n'est pas très développée (entre 20 et 35m d'épaisseur sur puits). A l'affleurement, ce cycle débute par des calcaires plus ou moins silicifiés à spongiaires et spicules d'éponges et bioclastes à indices de tempêtes.

**Le cycle CIIIb-2** représente le deuxième prisme progradant qui s'amincit vers le Sud-Ouest. A l'affleurement, il est caractérisé par une alternance de calcaires silicifiés/calcaires argileux qui, verticalement, s'enrichissent en calcaire (le gamma-ray diminuant de façon progressive).

La plate-forme carbonatée est principalement composée de péloïdes, de bioclastes et de quelques spongiaires caractéristiques d'un faciès de calcaires argileux à couches de tempêtes plus proximales que le cycle précédent.

**Le cycle CIIIc (Bifurcatus/Bimmamatum – zone à Planula)** présente une géométrie progradante et aggradante vers le Sud-Ouest, située en aval du cycle CIIIb. Trois séquences d'ordre inférieur ont été définies

**Le cycle CIIIc-1** représente le troisième prisme progradant qui s'amincit vers le Sud-Ouest dans le domaine aval et vers le Nord-Est dans le domaine amont. Ce troisième cycle présente un faciès différent des cycles précédents avec l'aggradation de faciès péri-récifaux à récifaux passant à des calcaires poreux en sommet de cycle (sonic faible). Latéralement, vers le Sud-Ouest, ces faciès passent aux faciès plus profond de calcaires argileux à couches de tempêtes proximales (entre Sully-sur-Loire et Maisonneuve).

Pendant la mise en place du cycle CIIIb-2 et du demi-cycle régressif CIIIc-1, la production carbonatée suit l'espace d'accommodation au Nord de Saint-Georges-sur-Moulon<sup>1</sup> alors qu'à l'Ouest, cette dernière est quasi nulle (S<A – Boussay<sup>1</sup>). Ainsi une forte différence dans l'épaisseur de ces cycles est à noter puisqu'ils dépassent 200m sur le puits de Sully-sur-Loire<sup>1</sup> alors qu'ils ne représentent plus qu'une vingtaine de mètres sur le puits de Boussay<sup>1</sup>. Outre la production carbonatée, la condensation du cycle CIIIb-2 sur le RIO aux environs du puits de Ciran<sup>1</sup> (Figure 62), influence aussi l'épaisseur de la série ne laissant s'exprimer que le cycle CIIIc-1 sur Boussay.

**Le cycle CIIIc-2** est marqué au Sud-Ouest (vers l'aval) par l'apparition de faciès carbonatés à péloïdes plus compacts caractéristiques de milieux de lagon. Alors que vers le Nord-Est (en amont du clinoforme précédent), des faciès péri-récifaux à récifaux apparaissent principalement composés de calcaires argileux ou d'alternances calcaires argileux/argiles. Ces faciès laissent place à des calcaires argileux vers le Nord-Est, à partir du puits des Grandes Maisons<sup>1</sup>.

Une partie de la série vient se biseauter au sommet de la Formation des *Calcaires et marnes à Spongiaires* avec des géométries en onlap, entre les puits de Blancafort et Sully-sur-Loire. Une surface d'émersion doit exister (MRS CIII) mais n'a pas été observée à l'affleurement.

Il semble que cela mette en évidence un changement paléogéographique avec un basculement de la plate-forme carbonatée vers le Nord à la base de l'Oxfordien supérieur.

**Le cycle CIIIc-3** est caractérisé par un partitionnement volumétrique important. En effet, il présente une géométrie progradante vers le Sud-Ouest, se pinçant vers le Nord-Est (domaine amont) et est très aggradant vers le Sud-Ouest (domaine aval), illustrant le point de rupture de pente du prisme progradant. Au Nord de la zone, le demi-cycle progradant est caractérisé par

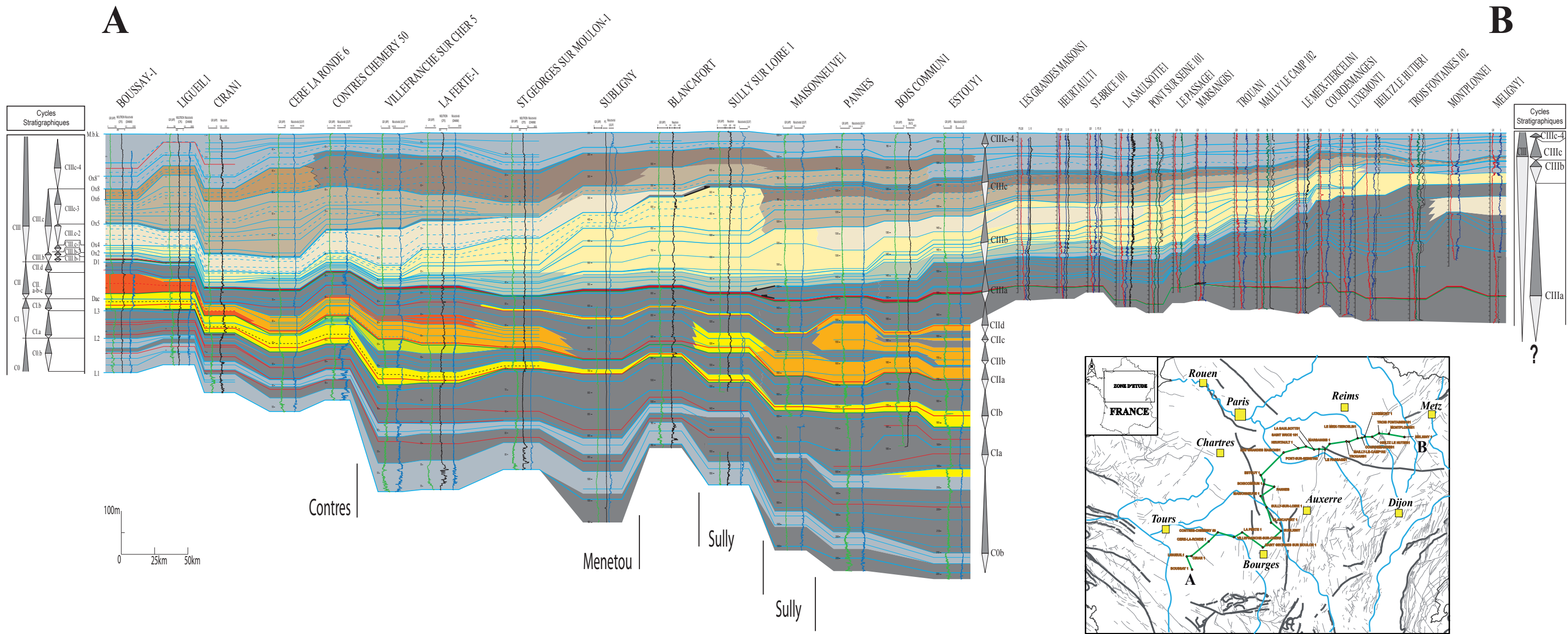
un faciès poreux alors qu'au Sud-Ouest, ce demi-cycle régressif est caractérisé par des calcaires compacts de faciès péri-récifaux à récifaux très aggradants. Le demi-cycle transgressif du cycle CIIIc-3 est caractérisé par un faciès de haut-fond oolithique au Sud-Ouest (de Boussay1 à Cere-la-Ronde6) qui passe latéralement à un faciès carbonaté poreux (sonic faible) à partir d'une ligne Contres-Chemery50-Clion1.

**Le cycle CIIIc-4 (Oxfordien terminal/Kimméridgien inférieur – Planula/limite Baylei-Cymodoce)** est caractérisé par un calcaire argileux mixte silicoclastique/carbonaté qui drape les géométries précédentes en étant relativement isopaque et plan.

La base du demi-cycle régressif CIIIc-4 débute avec des faciès argilo-carbonatés qui passent latéralement à des faciès argileux à partir du puits de Contres Chémery 50 pour venir se biseauter au sommet des calcaires poreux du forage de Subligny 1 (témoins encore d'un basculement de la plate-forme vers le Sud/Sud-Ouest?).



Modifié d'après Carpentier, 2004



Rampe de tempête (

- Calcaires fins de lagon
- Calcaires poreux
- Haut-fond oolithique
- Calcaires péri-récifaux à récifaux
- Calcaires argileux à couches de tempêtes
- Calcaires argileux à couches de tempêtes

- Repère Inférieur Oolithique (RIO)
- Calcaires oolithiques et/ou oncolithiques
- Calcaires bioclastiques
- Calcaires bioclastiques d'avant barrière
- Calcaires bioclastiques d'arrière récif
- Calcaires argileux
- Argiles

SB  
MFS  
MRS

Intervalle Transgressif  
Intervalle Régressif

Figure 62 : Transect de corrélation A-B

#### 4.5.5 Transect E-F

Le transect E-F est orienté Ouest-Est entre les puits de Maillé 1 et Couy 1 (Figure 63).

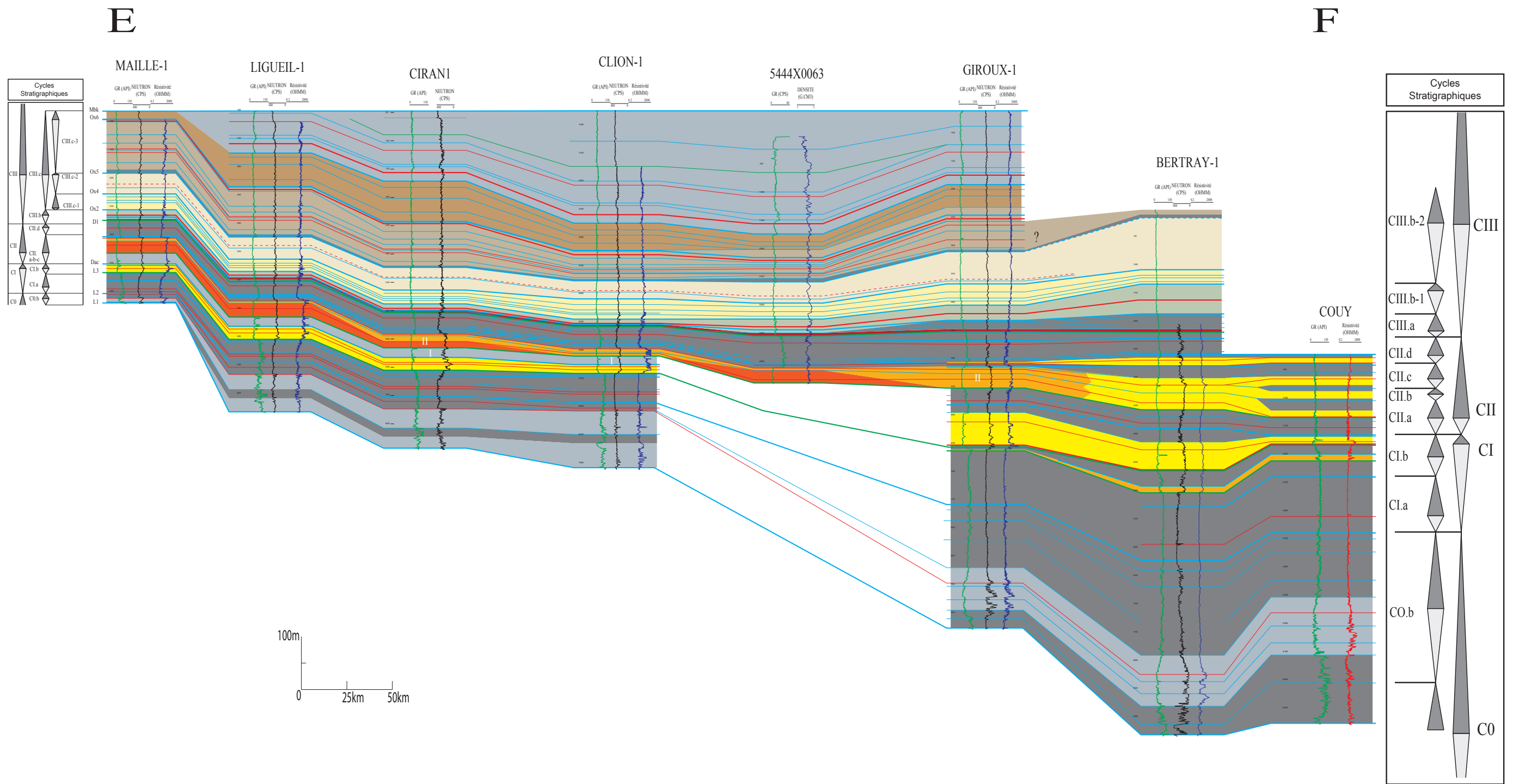
Ce transect présente une évolution similaire au transect AB dans sa partie occidentale. Il permet d'observer le passage des environnements d'offshore proximal à couches de tempêtes aux environnements marin ouvert franc de l'Oxfordien inférieur et moyen *p.p.* au niveau des puits de Giroux1 et de Bertray1. Le niveau RIO a été identifié sur lequel des géométries de downlap ont été observées. Le premier prisme progradant du cycle CIIIb se condense vers l'Ouest. Les dépôts du cycle CIIIc sont globalement isopaques mais une dilatation commence à être observée à partir du puits de Giroux1 et surtout sur celui de Bertray1.

#### 4.5.6 Transect G-H

Le transect G-H est orienté Nord-Ouest/Sud-Est (Figure 64). Il permet d'observer l'évolution latérale des faciès et environnements de dépôts durant l'Oxfordien moyen et supérieur. Les géométries sédimentaires sont similaires à celles observées sur le transect A-B avec l'amincissement du second prisme progradant du cycle CIIIb et le développement du faciès péri-récifal à récifal du cycle CIIIc-3. Le basculement de la plate-forme vers le Nord est également perceptible sur ce transect via les onlaps des *Calcaires de Von* en direction du Sud au niveau du prisme de bas niveau illustré par le faciès de lagon. Le faciès de haut fond oolithique passe rapidement aux faciès de calcaires poreux au niveau du puits de Contres-Chemery 50.

#### 4.5.7 Transect I-J

Le transect I-J est perpendiculaire à la progradation principale de la plate-forme carbonatée de lorraine (Figure 65). Ce transect, qui fait une boucle de Ciran1 à Clion1, permet d'observer une diminution globale des épaisseurs vers le Sud (sur le puits d'Arpheuilles1) et une augmentation des épaisseurs vers l'Ouest et le Nord-Est au cours de l'Oxfordien supérieur. De plus, le faciès de haut-fond oolithique, qui marque la bordure de la plate-forme carbonatée de l'Oxfordien supérieur, est ainsi bien caractérisé aux abords du seuil du Poitou. L'augmentation des épaisseurs de l'Oxfordien supérieur vers l'Ouest semble mettre en exergue le développement d'un prisme en direction du bassin d'Aquitaine. Ce prisme serait l'illustration du développement d'une plate-forme carbonatée vers le bassin d'Aquitaine. Ce transect semble mettre en évidence la continuité de la plate-forme berrichonne et de la plate-forme du bassin d'Aquitaine au cours de l'Oxfordien supérieur.



Rampe de tempête (

- Calcaires fins de lagon
- Calcaires poreux
- Haut-fond oolithique
- Calcaires péri-récifaux à récifaux
- Calcaires argileux à couches de tempêtes
- Calcaires argileux à couches de tempêtes

- Repère Inférieur Oolithique (RIO)
- Calcaires oolithiques et/ou oncolithiques
- Calcaires bioclastiques
- Calcaires bioclastiques d'avant barrière
- Calcaires bioclastiques d'arrière récif
- Calcaires argileux
- Argiles

SB  
MFS  
MRS

Intervalle Transgressif  
Intervalle Régressif

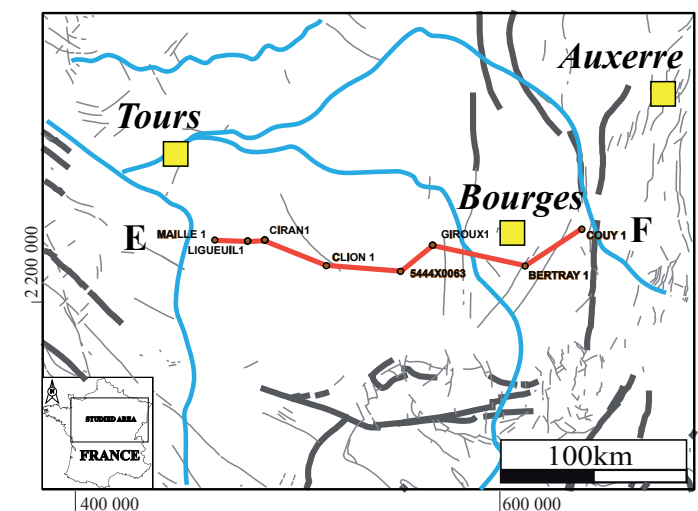


Figure 63 : Transect de corrélation diagraphe E-F



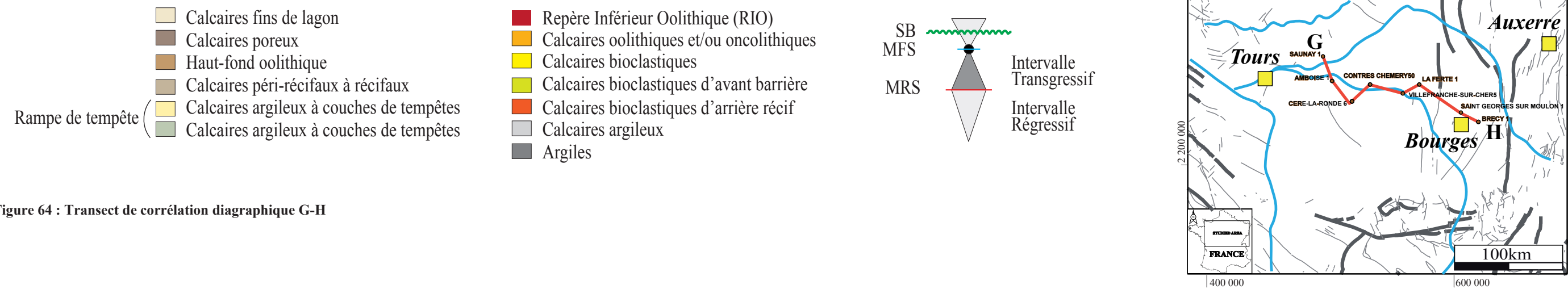
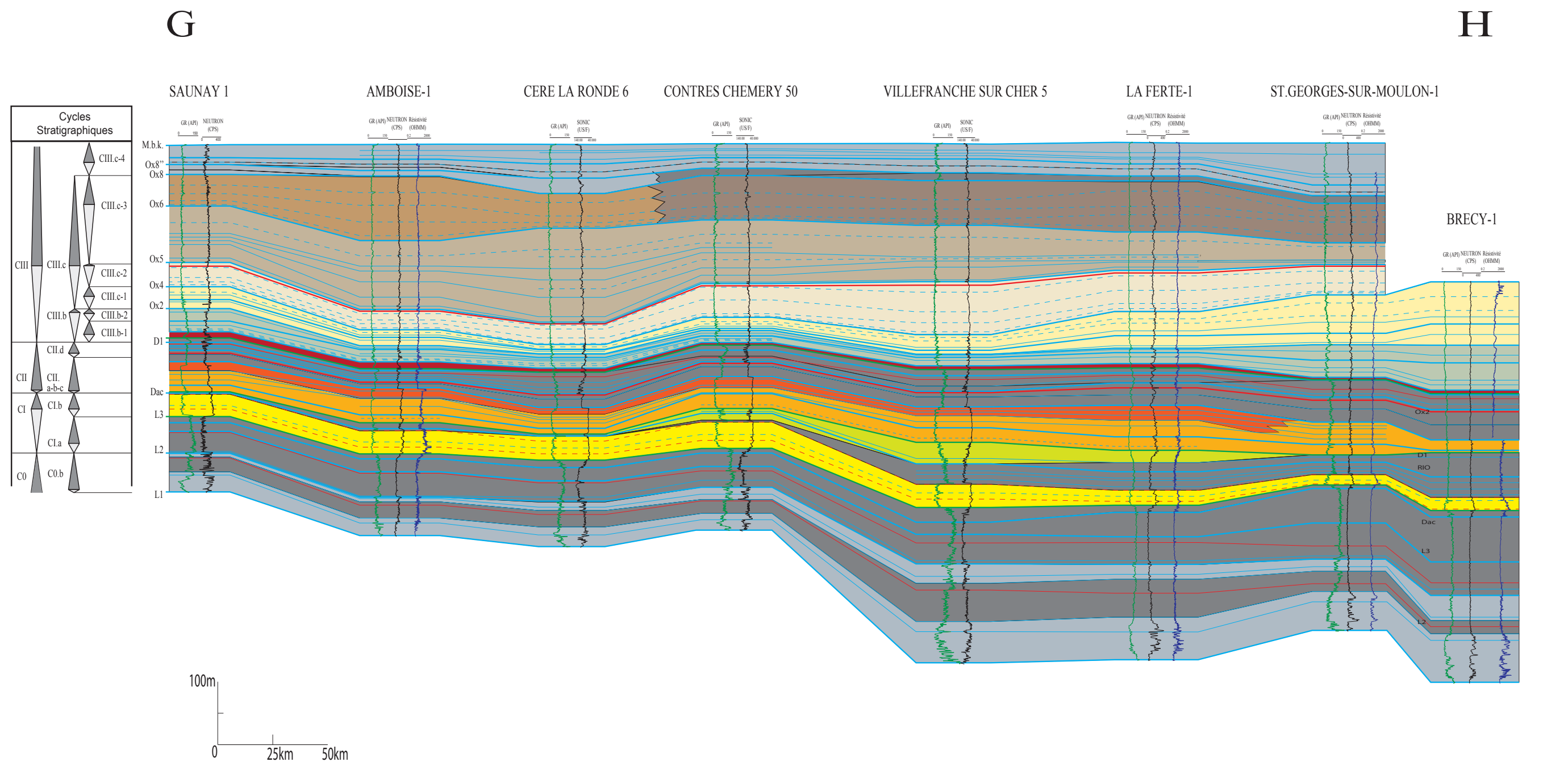


Figure 64 : Transect de corrélation diagramme G-H

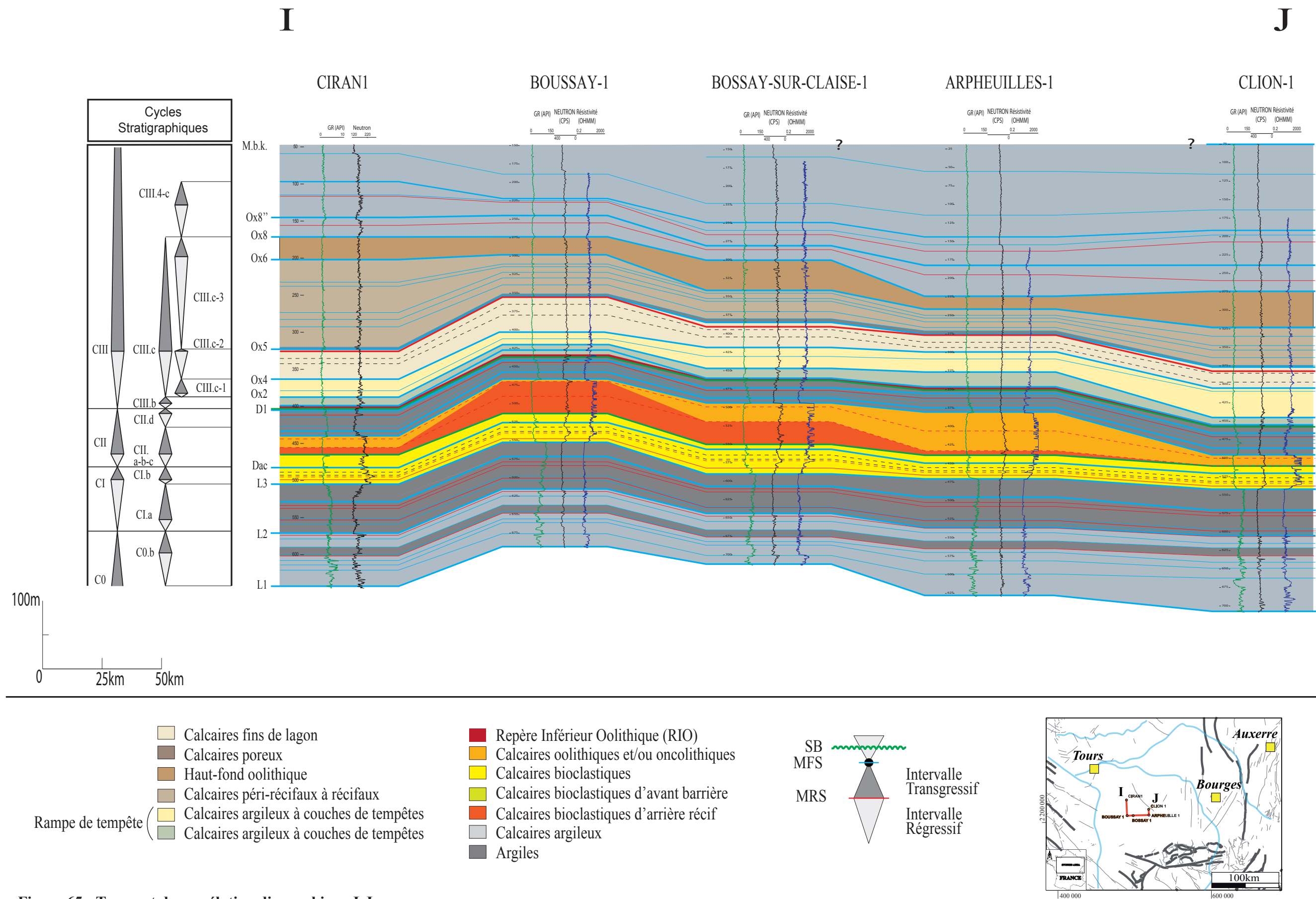


Figure 65 : Transect de corrélation diagraphique I-J

#### 4.6 SYNTHÈSE DE L'ÉVOLUTION DES GÉOMÉTRIES SEDIMENTAIRES MISE EN ÉVIDENCE DANS LE SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS : EXTRAPOLATION À LA LORRAINE

La corrélation entre la plate-forme récifale de Sologne (*Calcaires de Von* ; faciès péri-récifaux à récifaux) et la plate-forme récifale de Lorraine s'avère possible. En effet, l'intégration des données biostratigraphiques de Carpentier (2004) se corrèle aux données biostratigraphiques (Alcaydé et Debrand-Passard, 1980; Debrand-Passard, 1982; Lablanche *et al.*, 1992; Boullier *et al.*, 2001; Barrier et Gagnaison, 2005; Enay et Debrand-Passard, 2005; Lefort, 2011) extrapolées sur les puits de Boussay<sup>1</sup> et Saint-Georges-sur-Moulon<sup>1</sup>.

Les géométries du Jurassique supérieur obtenues par corrélations diagaphiques dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris (*cf.* 4.5.), corrélées aux données de Carpentier (2004), présentent très clairement la progradation d'une plate-forme carbonatée oxfordienne de Lorraine vers le Sud-Ouest du Bassin de Paris (Figure 62 et synthèse : Figure 66).

➤ Pendant tout le Callovien et l'Oxfordien inférieur et moyen, les environnements distaux (*Argiles de la Woëvre* ; Callovien de Lorraine) et les calcaires argileux dominés tempêtes (*Calcaires et Marnes à Spongiaires*) présentent des géométries progradantes avec des downlap sur le RIO (Figure 66). Cette phase de progradation est enregistrée par le demi-cycle régressif CIII. Au sommet des *Calcaires et marnes à spongiaires*, une discontinuité majeure est mise en évidence (Ligne verte ; Figure 66) marquant une régression forcée. Jusqu'à la base de l'Oxfordien supérieur (zone à *Bimammatum*, sous-zone à *barrense*), le profil de dépôt est une plate-forme carbonatée plate (flat-topped platform – Carpentier, 2004 ; Carpentier *et al.*, 2007, 2010).

➤ Puis un prisme de bas niveau se met en place illustré par les *Calcaires lités inférieurs* de milieu de lagon. Celui-ci enregistre un onlap mis en évidence au sommet de la Formation des *Calcaires et Marnes à Spongiaires* entre les puits de Subligny et Blancafort (Figure 66). Ce lagon enregistre la MRS du cycle CIII.

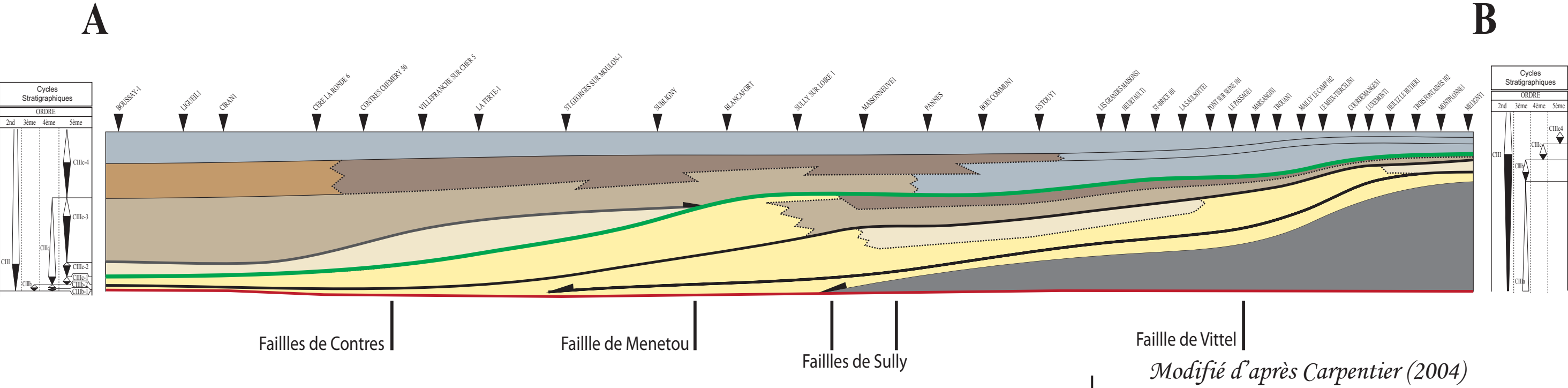
➤ Après un épisode transgressif rapide enregistré au sommet des *Calcaires lités inférieurs* (MFS cycle CIIIc-2), les *Calcaires de Von s.l.* de milieux récifaux à péri-récifaux, enregistrent le cortège transgressif CIII.

➤ Puis le prisme de haut niveau est caractérisé dans les *Calcaires lités supérieurs*, au sein du membre des *Calcaires de Montierchaume* (shoal oolithique et équivalents latéraux) qui enregistrent un minimum de profondeur (cycle CIIIc-3). Enfin le membre des *Calcaires de Levroux* et les *Calcaires de Buzançais* enregistrent la dernière séquence de comblement du

bassin qui sera presque définitif lors du dépôt des *Marnes de Saint Doulchard* qui définissent un milieu de vasière à huîtres (Debrand-Passard, 1982; Lefort, 2011).

# Coupe synthétique du Jurassique Supérieur

(Zone à Jason s-z. à Jason/zone à Baylei)



- Calcaires fins lagonaires
- Calcaires poreux passage à marin protégé à lagunaire
- Calcaires péri-récifaux à récifaux passage à lagon
- Haut-fond oolithique passage à rampe oo-bioclastique
- Calcaires argileux : rampe distale dominé tempête
- Calcaires oolithiques et/ou oncolithiques
- Calcaires argileux
- Argiles
- RIO
- Discontinuité

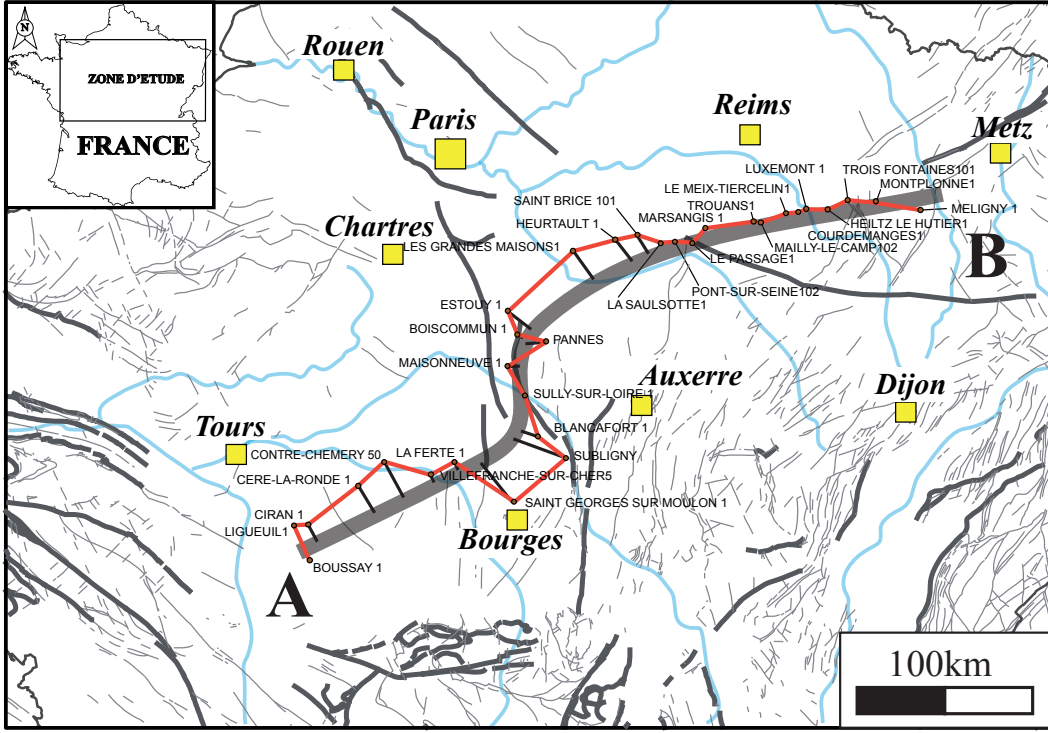


Figure 66 : Synthèse des géométries des plates-formes carbonatées oxfordiennes sur un transect allant du Poitou à la Bourgogne



## 4.7 CONCLUSIONS

Ce travail a permis :

- de caractériser les plates-formes carbonatées callovo-oxfordiennes qui correspondent à un cycle transgression/régression de 2ème ordre. Quatre étapes principales ont été définies, séparées par des surfaces d'inondation maximale de 3ème ordre.
  - **Le cycle CIIIa** (Callovien moyen/Oxfordien inférieur – Zone à Jason - Plicatilis/Transversarium) correspond à un prisme argileux aggradant et progradant qui se pince vers l'Ouest et le Sud-Ouest.
  - **Le cycle CIIIb** (Oxfordien inférieur/Base de l'Oxfordien supérieur – Zone Plicatilis/Transversarium – Bifurcatus) est caractérisé par une géométrie de prisme de plate-forme carbonatée progradante avec des clinoformes s'amincissant vers le Sud-Ouest.
  - **Le cycle CIIIc** (Intra Oxfordien supérieur – base Bimmamatum/zone à Planula sous zone à Gigantoplex) présente une géométrie progradante et aggradante vers le Sud-Ouest qui est située en aval du cycle CIIIb puis un cortège transgressif aggradant enregistre l'arrivée de la plate-forme récifale (zone à Bimmamatum, sous-zone à Hauffianum ; zone à Planula, sous-zone à Planula).
  - **Le cycle CIIIc-4** (Oxfordien terminal/Kimméridgien inférieur – Planula/limite Baylei-Cymodoce) est caractérisé par un calcaire argileux mixte silicoclastique/carbonaté qui drape les géométries précédentes en une séquence de comblement de bassin.
- De suivre le prolongement vers le Sud-Ouest du système à oolithes ferrugineuses (RIO) de la surface de première inondation du Cycle CIIIa.
- D'observer dans les transects situés au Nord-Est l'amincissement rapide des corps progradant des séquences CIIIa et CIIIb en direction de l'Ouest et du Sud-Ouest sur le RIO.
- De mettre en évidence la géométrie progradante de la plate-forme carbonatée oxfordienne sur le transect AB alors qu'au Sud-Ouest une géométrie aggradante est enregistrée à partir de l'Oxfordien supérieur. Cette observation implique des taux d'accommodation et de sédimentation différents entre les deux zones.
- De mettre en évidence la mise en place d'un prisme de bas niveau pendant le Cycle CIIIc-2.



---

# **CHAPITRE V**

## **L'APPORT DES DONNEES SISMIQUES**

---

<b>CHAPITRE 5. L'APPORT DES DONNEES SISMQUES.....</b>	<b>187</b>
<b>5.1 Introduction générale .....</b>	<b>187</b>
<b>5.2 Seismic study of the Jurassic deformation and Sedimentation Of The Southwestern Paris Basin: A Low Subsiding Domain Transition To The Aquitaine Basin.....</b>	<b>188</b>
<b>5.3 Introduction.....</b>	<b>189</b>
<b>5.4 Geological Setting.....</b>	<b>189</b>
5.4.1 Basement structure .....	189
5.4.2 Paris Basin subsidence .....	191
5.4.3 Main stages evolution of the Triassic-Jurassic of the Paris Basin .....	191
5.4.4 The Southwestern part of the Paris Basin .....	192
5.4.4.1 Main structures.....	192
5.4.4.2 Sedimentary system evolution .....	192
<b>5.5 Methods.....</b>	<b>194</b>
5.5.1 Wells interpretation: lithologies, ages, sedimentary environments.....	195
5.5.2 Seismic interpretation.....	197
<b>5.6 Results .....</b>	<b>198</b>
5.6.1 Major stratigraphic cycles .....	198
5.6.2 Main seismic units: geometries and isopachs .....	201
5.6.2.1 Unit 1: Top Hettangian – Pliensbachian .....	201
5.6.2.2 Unit 2: Toarcian .....	203
5.6.2.3 Unit 3: Aalenian? – Late Bajocian.....	203
5.6.2.4 Unit 4: Late Bajocian-Bathonian .....	204
5.6.2.5 Unit 5: Callovian-Late Oxfordian .....	205
5.6.2.6 Unit 6: intra Late Oxfordian.....	206
5.6.2.7 Unit 7: Late Oxfordian - Kimmeridgian .....	206
<b>5.7 Discussion .....</b>	<b>207</b>
5.7.1 The Biturige sub-domain revisited.....	207
5.7.2 The Early Jurassic (Liassic) extension .....	207
5.7.3 The Mid-Cimmerian unconformity and the Early Bajocian extension .....	209
5.7.4 The Bathonian-Kimmeridgian low deformation period: major basement faults are all the time active!.....	210
<b>5.8 Conclusion .....</b>	<b>210</b>

## **Chapitre 5. L'APPORT DES DONNEES SISMIQUES**

---

### **5.1 INTRODUCTION GÉNÉRALE**

L'objectif de ce chapitre est de reconstituer l'évolution tectonique et sédimentaire du sud-ouest du bassin de Paris, domaine faiblement subsident assurant la transition entre les bassins de Paris et d'Aquitaine. Il est présenté sous forme d'article intitulé "Seismic study of the Jurassic deformation and sedimentation of the southwestern Paris Basin: a low subsiding domain transition to the Aquitaine Basin" en cours de soumission au Bulletin de la Société Géologique de France.

Cette étude est fondée sur l'analyse de lignes sismiques pétrolières retraitées par le BRGM, calées sur les puits pétroliers, les puits de la Banque du Sous-Sol et les affleurements.

## 5.2 SEISMIC STUDY OF THE JURASSIC DEFORMATION AND SEDIMENTATION OF THE SOUTHWESTERN PARIS BASIN: A LOW SUBSIDING DOMAIN TRANSITION TO THE AQUITAINE BASIN

FABIEN LENOIR<sup>1,2</sup>, FRANÇOIS GUILLOCHEAU<sup>1</sup>, CECILE ROBIN<sup>1</sup>, ERIC LASSEUR<sup>2</sup>,  
OLIVIER SERRANO<sup>2</sup> and LAURENT BECCALETTO<sup>2</sup>

1. Géosciences Rennes, UMR6118, Université de Rennes1-CNRS, campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France.

2. BRGM, 3 avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans cedex 2, France

### **To be submitted to Bulletin de la Société Géologique de France**

*Key-words.* – Paris Basin, Jurassic, Seismic reflection, Sequence stratigraphy, Brittle deformation

*Abstract.* – The main goal of this study is a better knowledge of the deformation and sedimentary evolution of the southwestern part of the Paris Basin, a low subsiding domain, at the transition between the Paris and Aquitaine Basins. This study is based on the analysis of reprocessed industrial seismic lines by the BRGM (French Geological Survey), calibrated on petroleum wells, water resources wells (coming from the BSS, BRGM database) and outcrops.

Four second order (10 Ma and multiples) transgressive – regressive cycles were defined on facies evolution on dated sediments. There are similar to those defined in the central part of the Paris Basin, with some differences on the age limits. Seven seismic units, bounded by time – lines, were mapped. Isopach map and wells correlations show four main results. (1) The Mid-Cimmerian (Toarcian - Aalenian) and Neo-Cimmerian (Berriasian) medium to long wavelength deformations are well recorded (with truncations) in this area. (2) Two main phases of extension, contemporaneous with the Tethys Alpine Rift, of Early to Middle Liassic and Early Bajocian ages were characterized. The first one was mapped at the scale of France. (3) A medium to long wavelength flexural subsidence regime, initiated during Bathonian, occurred during Callovian to Oxfordian times, contemporaneous with the progradation of a carbonate platform toward the SSW. (4) Some major basement faults were active during all the Jurassic whatever the type of subsidence.

### 5.3 INTRODUCTION

The present day shape of the Western European intracratonic basins mainly results from the Alpine deformation, *i.e.* the collision of Africa and Europa, with Iberia and Apulia in-between [Dewey *et al.*, 1989; Rosenbaum *et al.*, 2002]. Most of those basins are large-scale compressional structures resulting from the bulking of the lithosphere [Guillocheau *et al.*, 2000; Dèzes *et al.*, 2004; Sissingh, 2006; Bourgeois *et al.*, 2007].

The pre-compressional stage, *i.e.* the Mesozoic evolution, is questioned on at least two points: (1) the type of subsidence and then the nature of the deformation of the West-European lithosphere and (2) the palaeogeographical extension of the Jurassic to Cretaceous sediments over present-day basement areas located between those basins (*e.g.* Ardennes, Massif Central) [Europe-Scale: Ziegler and Dèzes, 2007 - France-scale: Barbarand *et al.*, 2001; Quesnel *et al.*, 2006; Thiry *et al.*, 2006].

The objective of this paper is to study the Jurassic deposits of a transitional area between the Paris and Aquitaine Basins, the southwestern part of the Paris Basin, located north of the Poitou High ("Seuil du Poitou") and of the French Central Massif and south-east of the Armorican Massif. This corresponds to a domain located between Bourges, Orléans, Tours and Poitiers, south of the Loire River (Sologne, Berry, Touraine, Poitou provinces – Figure 67).

This domain is a low accommodation area, with similar deposits to those of the North Aquitaine Basin [Curnelle and Dubois, 1986; Lefavrais *et al.*, 1990], bounded from the high accumulative part of the Paris Basin by the Seine, Sennely and Loire Faults.

This study is based on the interpretation of reprocessed petroleum seismic lines, calibrated in lithologies, ages and depositional environments on outcrops and water and petroleum wells with well logs.

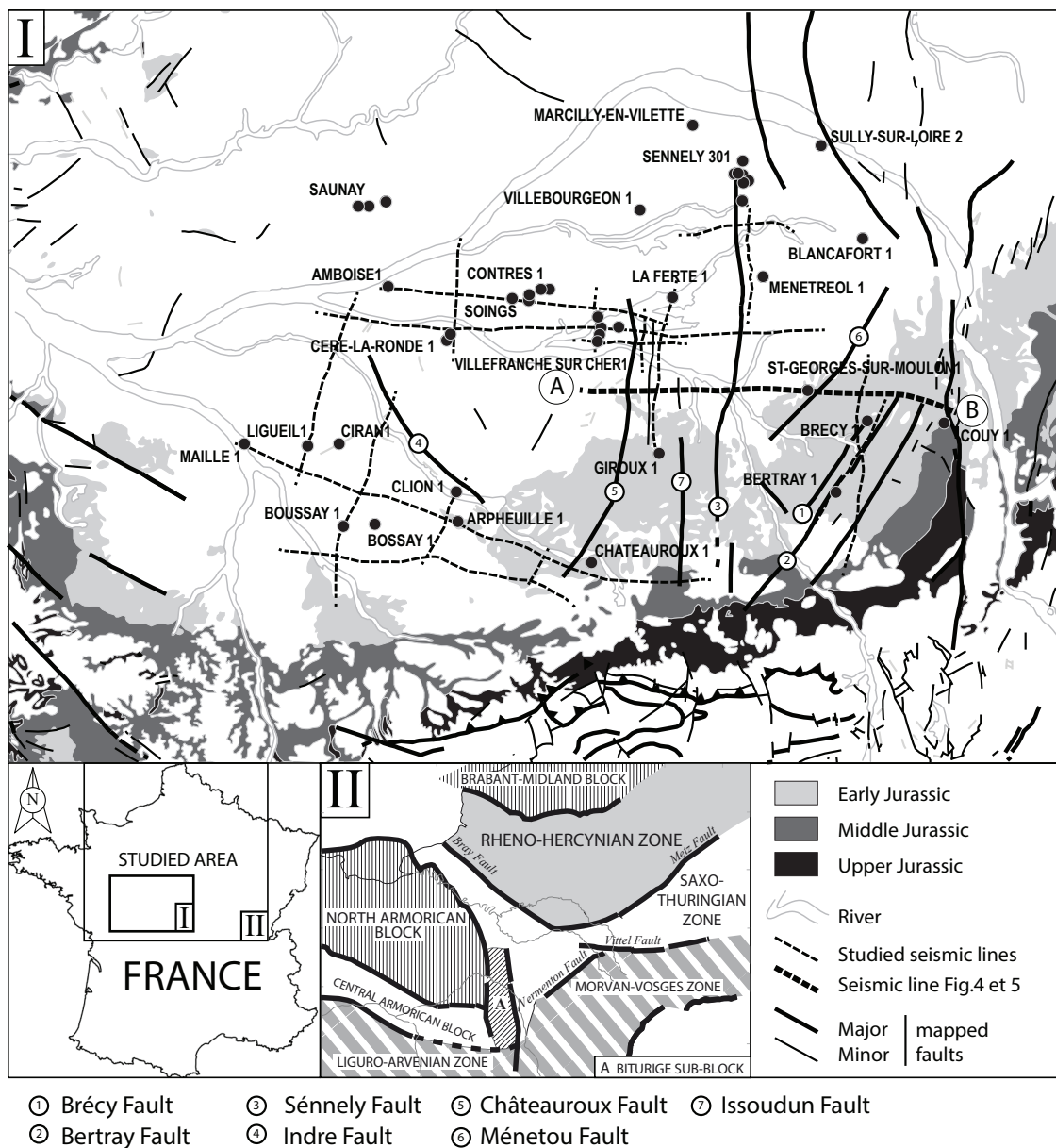
### 5.4 GEOLOGICAL SETTING

#### 5.4.1 Basement structure

The Paris Basin is an intracratonic basin [Pomerol, 1978; Mégnien, 1980a; Curnelle and Dubois, 1986; Perrodon and Zabek, 1991], setting above a Cadomian and Variscan basement [Mégnien, 1980b; Autran *et al.*, 1994]. The nature of the Variscan basement units is still debated [Ballèvre *et al.*, 2009]. But everybody agree about a north Rheno-Hercynian Zone,

bounded southward by the Bray and Metz Faults. The Morvan-Vosges and the Liguro-Arvenian domains belong to the Moldanubian Zone, bounded northward by the Vittel and Vermenton Faults and the northern branch of the South Armorican Shear Zone (SASZ). Westward, bounded by the Seine and Sennely Faults, are two domains made-up of Cadomian basement, the North Armorican (or Cadomian) domain and the Central Armorican domain, separated by the North Armorican Shear Zone (NASZ). The nature of the central basement units of the Paris Basin is still discussed.

The studied area crosses the Liguro-Arvenian, Central and North Armorican domains (Figure 67).



**Figure 67 :** The Southwestern part of the Paris Basin: outcrops based on the geological map of France at 1:1 000 000, main faults, studied industrial wells and seismic lines - A-B interpreted seismic line of Figure 70 and Figure 71. II: Main basement units of the Paris Basin [from Autran *et al.*, 1994; Guillocheau *et al.*, 2000; Ballèvre *et al.*, 2009].



### 5.4.2 Paris Basin subsidence

The subsidence studies of the Paris Basin [Brunet and Le Pichon, 1982; Guillocheau, 1991; Loup and Wildi, 1994; Jacquin and Graciansky, 1998; Guillocheau *et al.*, 2000; Prijac *et al.*, 2000; Robin *et al.*, 2000] suggest that the Mesozoic subsidence is the superimposition of two signals: (1) a long-term thermal subsidence and (2) a shorter-term (x10 Ma) acceleration-deceleration phases, related to Eurasian plate stress variations.

Authors agreed that the Paris Basin history can be summarized in three major episodes bounded by major unconformities: (1) a period of high subsidence (Triassic/Jurassic), (2) a period of low subsidence (Early Cretaceous/Eocene) with an increase during Late Cretaceous and (3) an end period of uplift (Neogene/Present-day) which give the final shape of the present-day Paris Basin.

### 5.4.3 Main stages evolution of the Triassic-Jurassic of the Paris Basin

The first subsiding phase (Triassic/Jurassic) corresponds to four major transgressive-regressive cycles - bounded by major maximum regressive surfaces (sometimes merged with unconformities) - that record short-term subsidence variations [Jacquin and Graciansky, 1998; Guillocheau *et al.*, 2000; Bourquin *et al.*, 2002]:

The **Scythian/Anisian cycle** [Bourquin *et al.*, 2006, 2009] is characterized by alluvial fans to fluvial deposits with some evidences of aeolian and lacustrine sediments and is bounded on top by the Hardeggen unconformity.

The **Anisian/Carnian cycle** [Bourquin *et al.*, 2006, 2007] is made up of fluvial and coastal plain evaporitic deposits with some storm-dominated open marine sediments.

The **Carnian/Toarcian cycle** [Bourquin *et al.*, 2006, 2007] is characterized by open shallow marine deposits and is bounded on top by the Mid-Cimmerian unconformity of Ziegler [1990] of Late Toarcian to Aalenian age. The Hettangian to Pliensbachian period corresponds to a major marine flooding with westward progressive onlaps (Armorican Massif).

The **Aalenian/Lower Bathonian cycle** is made up of low preservation, bioclastic, reefal and ooidic limestones.

The **Middle Bathonian/Oxfordian cycle** is composed of an aggradational ooidic carbonate platform (Bathonian - transgression) and of a muddy progradational carbonate platform (Oxfordian-regression).

The **Kimmeridgian/intra-Berriasian cycle** is made up of alternations of clays and limestones (Kimmeridgian – transgression) and of an aggradational muddy carbonate platform ending with coastal plain evaporites (Tithonian – regression). This cycle is bounded on top by the Late-Cimmerian unconformity of Ziegler [1990] of intra-Berriasian age.

#### 5.4.4 The Southwestern part of the Paris Basin

##### 5.4.4.1 Main structures

Three Variscan faults directions, N10-30°, N60-70° and N130-140°, were reactivated during Meso-Cenozoic times.

The **Loire Faults System** is a sinistral strike-slip fault with an eastward dip. This is a late Variscan fault, active during Westphalian and Stephanian [Lerouge and Quenardel, 1985; Autran *et al.*, 1986; Lerouge et Freytet, 1988], reactivated first from Triassic to Liassic, during Dogger and then from Eocene [Lorenz *et al.*, 1984; Lorenz *et al.*, 1985] to Pleistocene [Debrand-Passard *et al.*, 1992].

The submeridian **Sénnely Fault** is the eastern limit of the Central and North Armorican domains. This fault, oriented N10-30° with a westward vertical displacement of around 500m [Héritier and Villemin, 1971; Debeglia and Debrand-Passard, 1980; Bénard *et al.*, 1985; Gély *et al.*, 1992; Lorenz, 1992], was a normal fault from Permian to Jurassic times and was inverted as a reverse fault during the Early Cretaceous with a strike-slip component [Debeglia and Debrand-Passard, 1980].

**The two Armorican Shear Zones, the northern branch of the SASZ and NASZ**, oriented N130-140° [Debeglia and Debrand-Passard, 1980; Debrand-Passard *et al.*, 1989] control the location of numerous Permian basins [*e.g.* Contres Basin, Mascle, 1990].

An intermediate domain, between the Central and North Armorican domains, westward, and the Morvan-Vosges Zone, eastward, was defined as the Biturige sub-domain [Debeglia and Debrand-Passard, 1980; Lorenz, 1992] (Figure 67), bounded by the submeridian Sénnely and Loire Faults.

##### 5.4.4.2 Sedimentary system evolution

The Triassic continental sediments (fluvial sands to evaporites) - first occurrence of the Paris Basin - unconformably overly numerous poorly known Permian basins (Contres, Aumance

and Bert Basins, Arpheuilles Basin) [Mascle, 1990]. Continental conglomerates and red shales with important thickness variations (x10m - >1000 m) characterized those Permian deposits [Mégnyen, 1980a and b; Adloff *et al.*, 1987; Adloff *et al.*, 1992].

The Hettangian/Sinemurian mixed siliciclastic - carbonate coastal plain to shallow marine environments [Rauscher *et al.*, 1992; Merzeraud *et al.*, 1999, 2000; Hamon and Merzeraud, 2005] marked the transition to the mixed clays – limestones alternations of the Middle to Upper Liassic [Mouterde, 1952; Gély and Lorenz, 2006].

The Middle Jurassic (Dogger) corresponds to the growth of at least two successive carbonate platforms [Lorenz, 1992; Gély and Lorenz, 2006].

The Upper Jurassic (Malm) is the superimposition of at least two carbonate platforms (1) Middle to Upper Oxfordian - muddy, bioclastic and reefal limestones [Debrand-Passard *et al.*, 1978a; Debrand-Passard *et al.*, 1978b; Debrand-Passard and Menot, 1979; Hantzpergue and Debrand-Passard, 1980; Debrand-Passard, 1982; Debrand-Passard, 1995] and (2) Kimmeridgian - open marine alternations of clays and limestones.

The Jurassic deposits are tilted and truncated by Valanginian to Cenomanian onlapping sediments toward the southwest (Late Cimmerian unconformity) [Mégnyen, 1980b; Guillocheau *et al.*, 2000].

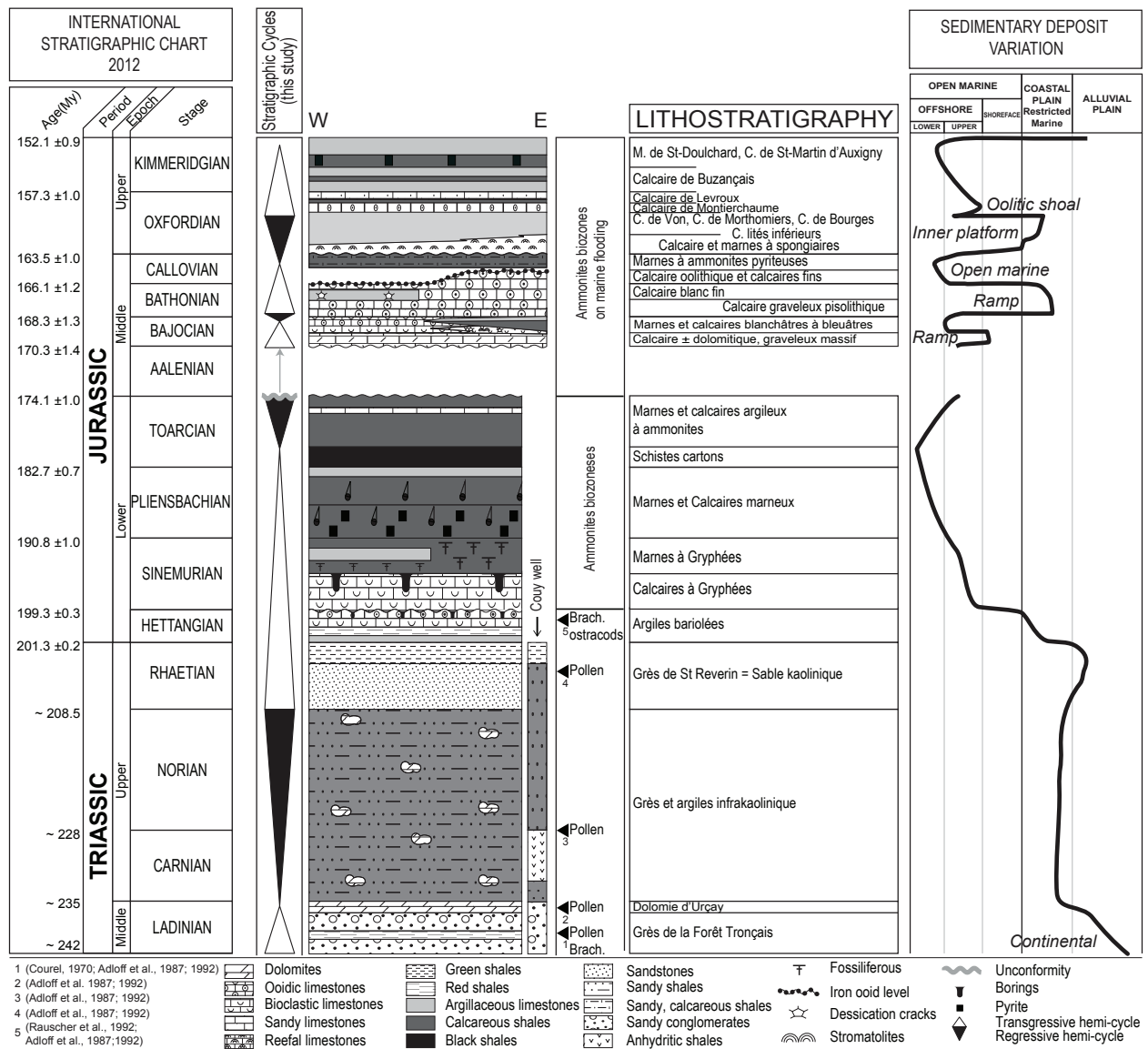


Figure 68 : Stratigraphic and sedimentary chart of the Triassic to Jurassic times of the southwestern part of the Paris Basin.

## 5.5 METHODS

This study is based on 21 Seismic lines reprocessed by the BRGM, 14 petroleum wells (Maille1, Ligueil1, Boussay1, Bossay1, Clion1, Arpheuille1, Amboise1, Contre1, La-Ferté1, Saint-Georges-sur-Moulon1, Bertray1, Brécy1 and Couy1), 150 drills with well-logs of the subsurface database of the BRGM ("Banque du Sous-Sol", BSS – mainly water resources wells) and several outcrops.

### **5.5.1 Wells interpretation: lithologies, ages, sedimentary environments**

Our objective was to define key wells for calibrating seismic lines in lithologies, ages and sedimentary environments: Boussay 1 (westward, close from the Poitou outcrops) and Saint-Georges-sur-Moulon 1 (eastward in the Biturige sub-domain).

Those two wells were correlated with numerous shallower water drills (with well-logs) of the BSS, very close from the outcrops. The study was carried out in three steps (1) sedimentological and sequence stratigraphic studies of dated outcrops, (2) correlation with the water drills and building up of lithological, sedimentological and stratigraphical sections of the drill well-logs and (3) correlation with the two petroleum wells. The detail of this procedure is not shown here (F. Lenoir, PhD Thesis, in progress). The main results are only summarized on Figure 68 and Figure 69.

We here defined transgressive-regressive cycles following Guillocheau [1991], bounded by maximum regressive surfaces (MRS, former flooding or transgressive surfaces, Catuneanu *et al.*, 2009). An unconformity, occurring during regressions, are defined in two ways [Embry, 2009]: (1) a hiatal erosional surface truncating underlying sediments at time of regression or (2) a downward shift of facies, *i.e.* a surface recording a major shift of facies toward more shallow or more proximal environments.

SAINT GEORGES SUR MOULON 1

BOUSSAY 1

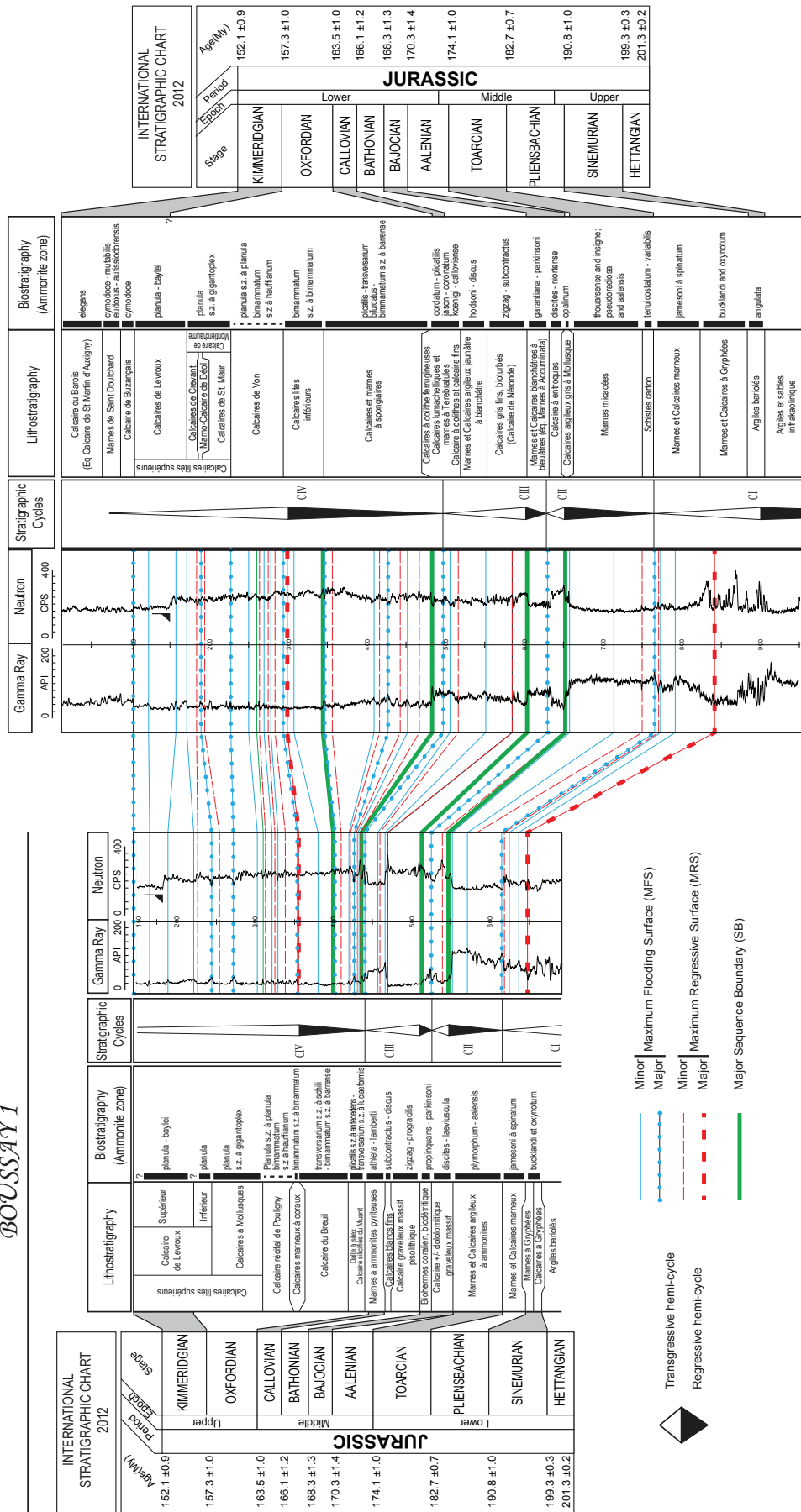


Figure 69 : Wells Boussay 1 (east) and Saint-Georges-sur-Moulon 1 (west): lithostratigraphy, biostratigraphy, second order transgressive - regressive cycles and correlations (see location on Figure 67).

### 5.5.2 Seismic interpretation

Because of its intracratonic setting, the Paris Basin shows few sedimentary geometries on conventional petroleum seismic reflection lines: most of the reflectors are flat, parallel and continuous! The only geometrical features are some truncations due to long wavelength tilting (unconformity at the Early – Middle Jurassic transition), low angle progradational geometries with onlap and toplap (Callovo-Oxfordian). Tectonic controls are syn-sedimentary faults and flexures (x10 km wavelength).

The main problem was the time-depth conversion of the wells that are, for most of them, old (the case of Boussay 1 and Saint-Georges-sur-Moulon1). The time-depth conversion was made using (1) a sound velocity of  $2500\pm 200$  m/s (two ways travel time, TWT) and (2) the occurrence of two key reflectors (top Dogger and top Kimmeridgian) that are continuous and easy to identify over the whole Paris Basin [Héritier and Villemin, 1971]. We verified that the observed truncations or discontinuities on seismic lines (*e.g.* the Mid-Cimmerian unconformity at the Early-Middle Jurassic boundary) fit with the discontinuities on wells.

Time-lines, faults and facies geometries were drawn for the 21 seismic lines (example on Figure 70) and restored step by step (Figure 71). Isopach maps (Figure 72) were calculated by extrapolation (minimum curvature) of the 2D seismic lines data and 1D wells data. Unfortunately, because of the heterogeneous distribution and of the spacing of the seismic lines, it was not possible to map the faults identified on seismic lines, because of too high uncertainties on their direction and continuity.

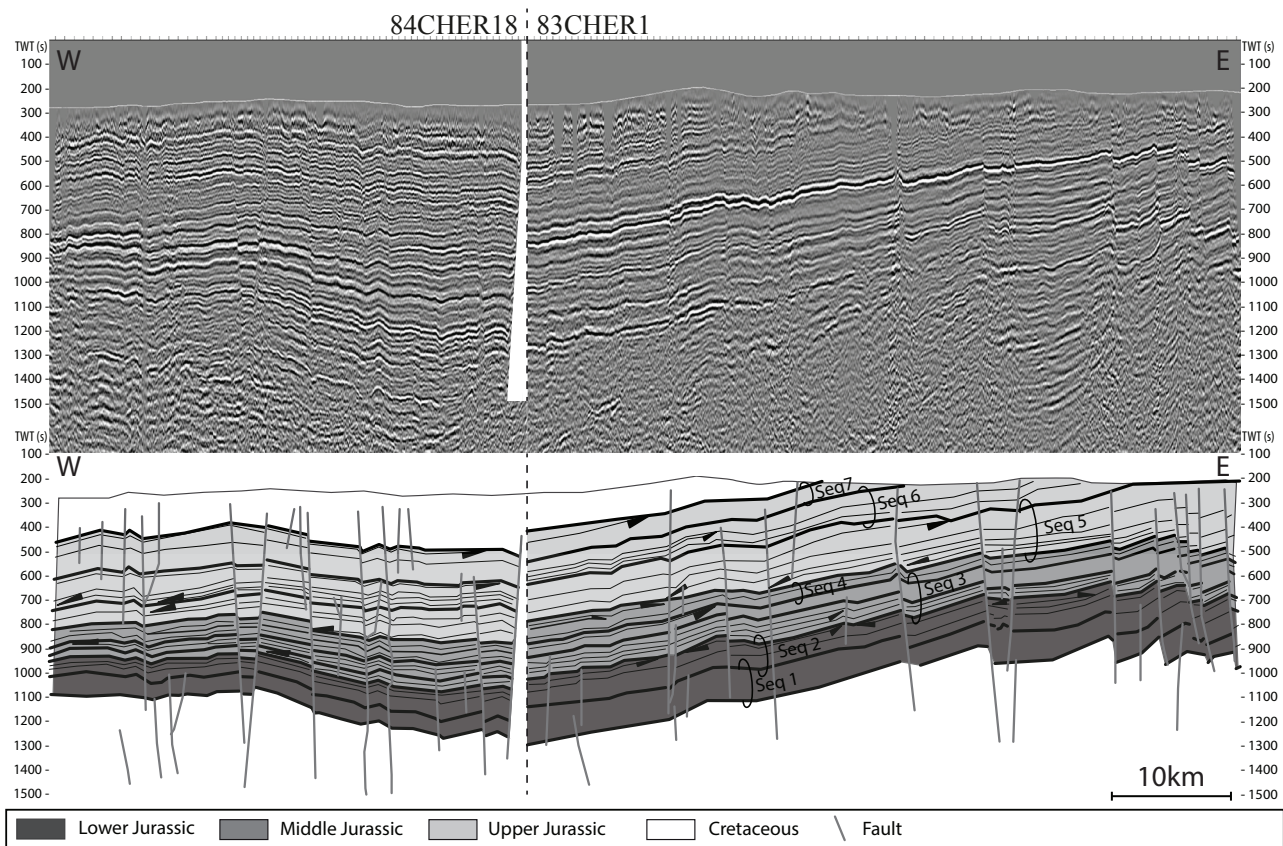


Figure 70 : Interpretation of the seismic lines 84CHER18 and 83CHER1 (see location on Figure 67).

## 5.6 RESULTS

### 5.6.1 Major stratigraphic cycles

Most of the major cycles defined in the central part of the Paris Basin [Guillocheau *et al.*, 2000] were here recognized, with some little modifications of the age limits (Figure 68): Ladinian - Carnian, Carnian - Early Bajocian, Late Bajocian – Middle? Bathonian, Middle? Bathonian – Late Oxfordian, Late Oxfordian - Kimmeridgian.

The **Triassic cycles** are difficult to carefully define, because of the poor quality of the field data. Outcropping sediments have been dated by correlation with the well Couy 1 (“Deep Geology of France” project - GPF, [Adloff *et al.*, 1987, 1992]). The “Dolomie d’Urçay” Formation could be time equivalent of the “Grès à Anhydrite” of Couy 1, dated at the base as Late Ladinian and at the top as Carnian. This marine flooding is time equivalent of the Lettenkohle in the eastern part of the Paris Basin and not of the top of the “Calcaires à Cératites” (Middle Muschelkalk – base Ladinian), second order maximum flooding of the Scythian-Carnian cycle (the Scythian seems to be here missing). The maximum regressive surface is difficult to identify within the undated “Grès et argiles infrakaolinitiques” Formation of at least Carnian age at the base [Adloff *et al.*, 1987, 1992].



The **Carnian - Early Bajocian cycle** ends with the deposition of coastal plain evaporitic sediments (“Calcaires et brèches à pseudomorphoses d’évaporites”) that crop out along the Benaize and Creuse Valleys [Lorenz, 1992; Gély and Lorenz, 2006] and their equivalents in subsurface. The exact age of those evaporitic deposits are unknown. According to Gély and Lorenz [2006], they could be equivalent to the sauzei ammonite zone, with hiatus (emersion?) on top of those coastal plain deposits. The Bajocian bioclastic limestones (sometimes dolomitized) overly a major unconformity (Mid-Cimmerian unconformity), recorded as a hiatus (1) of all the Aalenian or (2) of the muchisonae and concavum ammonites zones only. No evidence of emersion has been described. The maximum flooding surface corresponds to the “Schistes cartons” eastward (lower offshore deposits – serpentinus ammonite zone, Early Toarcian, [Mouterde, 1952]) or the “Marnes et Calcaires argileux à ammonites” westward.

The **Late Bajocian – Middle? Bathonian cycle** ends with a discontinuity at the base of aggradational bay to coastal plain deposits made up of stromatolithic mudstones with lignites (Gartempe and Creuse Valleys outcrops). Again the age of this discontinuity is poorly constrained. Based on the biostratigraphic compilation of Gély and Lorenz [2006], the underlying sediments are dated at their base of the parkinsoni zone (top Bajocian) and the above marine sediments in between lignites contain ammonites of the morrissi zone (top Middle Bathonian). This unconformity could be Early or base Middle Bathonian. The maximum flooding surface corresponds to the “Marnes et calcaires blanchâtres” of Late Bajocian age (Garantiana zone), time equivalent of the “Marnes à Ostrea acuminata” of the central part of the Paris Basin.

The **Middle? Bathonian – Late Oxfordian cycle** ends with the protected marine to lagoonal deposits (micritic limestone with gypsum pseudomorphosis) of the base of the “Calcaires lités supérieurs” Formation (“Calcaires de Montierchaume” Member) [Debrand-Passart, 1982; Lefort, 2011]. The few ammonites at the base of the “Calcaires lités supérieurs” Formation belong to the planula zone (planula subzone) [Hantzpergue and Debrand-Passart, 1980]. The maximum flooding surface corresponds to the “Calcaires lumachelliques et marnes à térébratules” Formation (jason and coronatum zones – Middle Callovian). Numerous evidences of condensation (iron ooids) occurred below (Early Callovian) and above (Late Callovian to Early Oxfordian) this deepest level. Those two iron levels and the “Calcaires lumachelliques et marnes à térébratules” Formation can merge in a single condensed layer. The regressive trend is characterized by a major unconformity of Late Oxfordian age (bimammatum zone, hauffianum subzone, boundary between the “Calcaires lités inférieurs” and “Calcaires de Von” Formations - F. Lenoir, PhD thesis, in progress).

The **Late Oxfordian - Kimmeridgian cycle** is only preserved by its transgressive trend (on outcrop, “Calcaires lités supérieurs” Formation to “Marnes de Saint Doulchard” Formation – mutabilis zone, base Late Kimmeridgian).

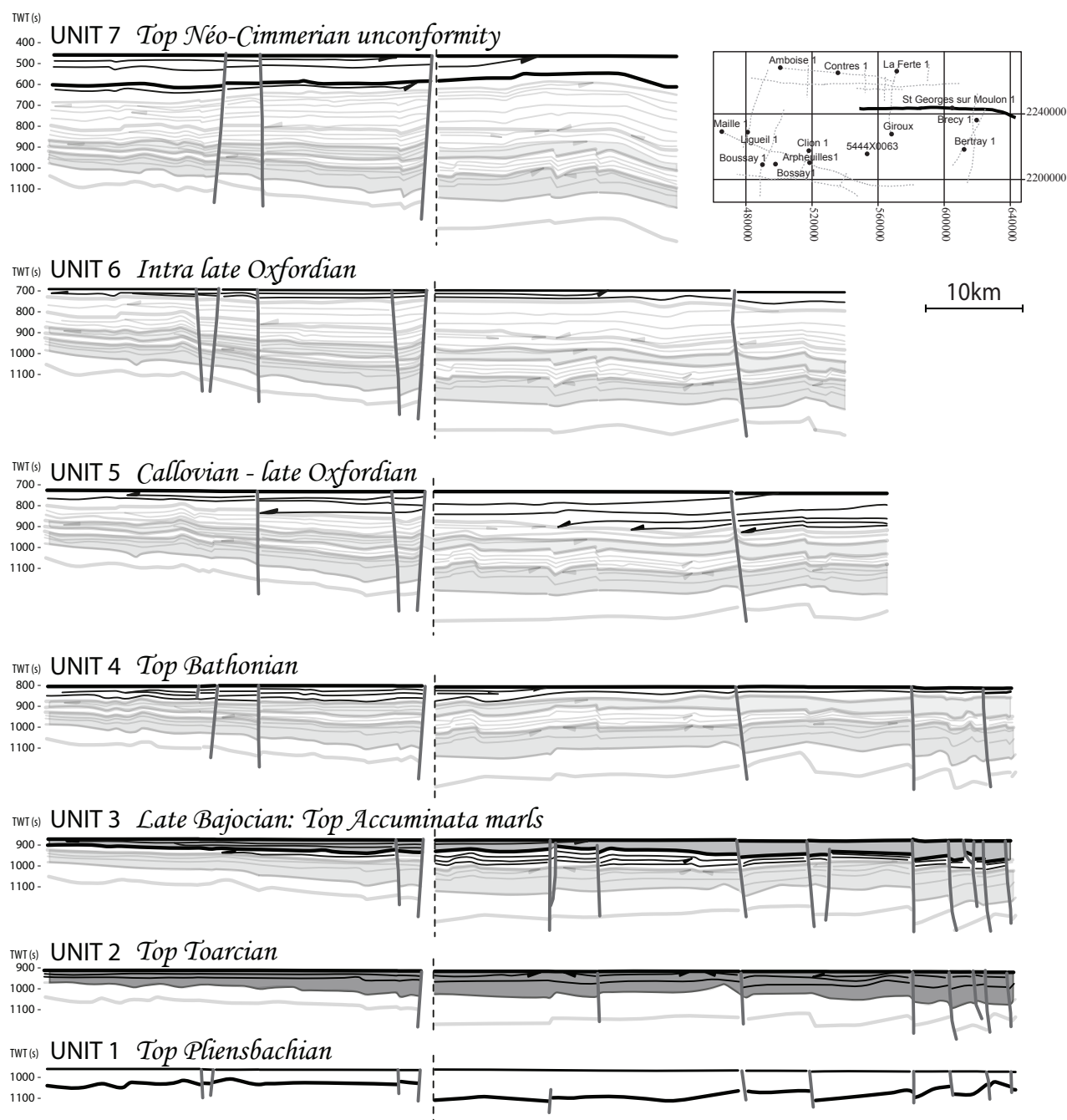


Figure 71 : Deformation and geometry evolution of the seismic lines 84CHER18 and 83CHER1.

## 5.6.2 Main seismic units: geometries and isopachs

### 5.6.2.1 *Unit 1: Top Hettangian – Pliensbachian*

**Sediment geometries:** Unit 1 corresponds to the end of the transgressive trend of the second order Carnian – Early Bajocian cycle. This unit is bounded at its base by two concordant high-amplitude reflectors that correspond to the dolomitic facies of the top of the Hettangian [Merzeraud *et al.*, 1999, 2000; Hamon and Merzeraud, 2005]. Unit 1 is limited at the top by a negative amplitude reflector, base of the “Schistes Carton” Formation. Reflectors are pinching out westward.

The thickness of this unit ranges from 10 m in the western part (Maillé 1 well) of the studied area to around 250 m in the eastern part, than means a sedimentation rate from 0.5 to 15 m/Ma.

**Faults:** Hettangian - Pliensbachian is the main period of faulting: (1) Faults are distributed all over the subbasin and (2) the vertical displacement along the faults is the highest of all the Jurassic evolution (50 ms). Two main normal fault directions (reactivation of basement faults) were recognized (Figure 71): (1) NE-SW with a dip toward the SE and with a possible strike-slip component (negative flower structures?) and (2) SW-NE with an eastward dip.

**Isopach map:** This unit (Figure 72A) is characterized by an eastward overall thickening with two major depocenters located around the well Bertray 1 (oriented along a NE-SW direction) and around Vierzon (with two directions, NE-SW and conjugated NW-SE).

Even those faults cannot carefully map (see the chapter Method), the local high gradients shown by the contour lines suggest the occurrence of faults. In the southwestern part of the studied area, the sharp gradients indicate active faults (Brécy and Bertray Faults, location on Figure 67) bounding a more subsiding domain, here called the Brécy - Bertray “graben”. For similar reasons, a faulting of the Sénnely Fault is expected. Except those two areas, isopachs suggest flexural subsidence controls.

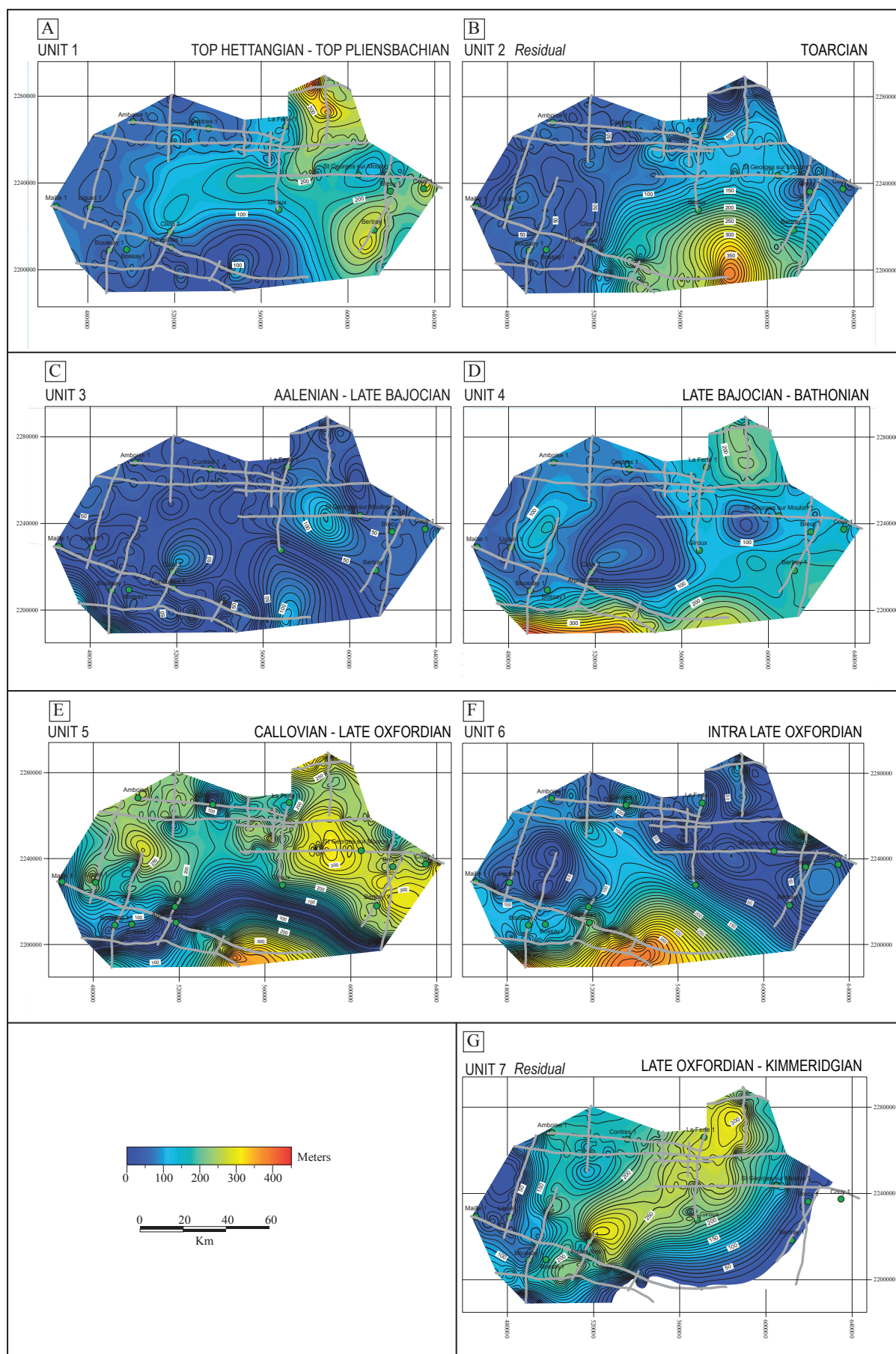


Figure 72 : Isopach maps of the seven seismic units, bounded by time – lines, defined in the Jurassic of the southwestern part of the Paris Basin.

### 5.6.2.2 Unit 2: Toarcian

**Sediment geometries:** Unit 2 corresponds to the end of the transgressive trend and the beginning of the regressive hemicycle of the second order Carnian - Early Bajocian cycle. The top of this unit is an erosional unconformity (Mid-Cimmerian Unconformity), with numerous truncations (Figure 70).

The thickness of unit 2 is between 45 m (Maillé 1) and 240 m, than means a sedimentation rate ranging from 5 to 27,5 m/Ma.

**Faults:** Again, normal faults are distributed all over the basin, but the number of active faults and their vertical displacement are lower than unit 1 (Figure 71). The active faults are the same ones than the Hettangian - Pliensbachian times. A lot of faults of unit 1 were sealed by the Toarcian marls.

**Isopach map:** The map (Figure 72B) is a residual map, because of the truncations due to the Mid-Cimmerian Unconformity.

The area of maximum preservation is located toward the southeast (around Issoudun), place where no truncation occurs. The truncation amplitude increases radially from this area toward the north and the east. The Mid-Cimmerian Unconformity sealed a large wavelength “swell-like” flexure.

### 5.6.2.3 Unit 3: Aalenian? – Late Bajocian

**Sediment geometries:** This unit corresponds (1) to the end of the regressive hemicycle of the second order Carnian - Early Bajocian cycle, above the Mid-Cimmerian unconformity and (2) to the transgressive trend of the Late Bajocian – Middle? Bathonian cycle. The top of this unit is recorded by a continuous, negative, high-amplitude reflector, second order maximum flooding surface of the Late Bajocian (Figure 70).

The reflectors of unit 3 are high-amplitude, continuous and mostly parallel. They correspond to the massive bioclastic limestones, sometimes dolomitized, of the “Calcaire biodétritique, dolomitique, graveleux massif” Formation (discites – laeviscula ammonites zones). Eastward (Figure 69 and Figure 70), the deepest marly facies of the second order maximum flooding surface thicken and pass to a new seismic facies unit characterized by to low-amplitude reflectors (“Marnes et calcaires blanchâtres à bleuâtres” Formation).

The thickness of unit 3 is between 15 m (Maillé 1) and 120 m, that means a sedimentation rate ranging from 3 to 22,5 m/Ma (including the Aalenian) or from 10 to 92,5 m/Ma (Aalenian expected mostly missing).

**Faults:** Again as Unit 1 (Figure 71), normal faults are distributed all over the subbasin. But the active faults are not necessary the same than unit 1 (Figure 72 and Figure 67) and the amplitude of the vertical displacement is low. All those faults are active during the Early Bajocian and are sealed by the Late Bajocian marls and their lateral equivalents (Figure 71). The reactivation or rejuvenation of those faults start at time of the Mid-Cimmerian Unconformity.

**Isopach map:** They are no clear regional trend of thickness changes (Figure 72C). This unit is characterized by two scales of thickness variations: (1) quite homogenous at regional scale and (2) highly variable at medium wavelength scale (x10 km). This medium wavelength distribution probably records (1) the faults control (Figure 67), such as the Ménétou Fault, northward, and the Châteauroux and Issoudun Faults, southward and (2) the location of isolated bioclastic carbonate platforms, enhanced by fault controls. The Brécly – Bertray “graben” is no more subsiding.

#### 5.6.2.4 Unit 4: Late Bajocian-Bathonian

**Sediment geometries:** This unit corresponds (1) to the regressive trend of the second order Late Bajocian – Middle? Bathonian cycle and (2) to the aggradational part of the transgressive trend of the Middle? Bathonian – Late Oxfordian cycle. This unit is bounded on top by a continuous, parallel and high-amplitude reflector that records the condensed level on top of the Bathonian limestones, below the Early Callovian (callioverse zone) to the Early Oxfordian (cordatum zone) condensed level (including the thin marls of the “Marnes à térébratules” Formation).

Westward, the reflectors of unit 4 are high-amplitude, continuous and pseudo-parallel. They correspond (Figure 70) to more or less porous limestones with some bioconstructions (“Calcaires graveleux massifs pisolithiques” Formation) or tight limestones (“Calcaires blancs fins” Formations). Some (few) very low angle clinoforms are prograding westward.

The thickness of unit 4 is between 50 (Ligueil 1) and 200 m, than means a sedimentation rate ranging from 20 to 75 m/Ma.

**Faults:** The Bathonian is a major break in the brittle tectonic evolution of the subbasin (Figure 71): (1) the amount of active faults is less and localized along some major faults

(Châteauroux, Issoudun, Sennely, Ménétou, Brécly and Bertray – Figure 67) and (2) the amplitude of the vertical displacement is very low.

**Isopach map:** This unit (Figure 72D) is characterized by an overall southward thickening. The northern domain is characterized by four depocenters: one westward, one in the middle (both with a NNE-SSW direction) and two toward the northeast (both with a NNW-SSE direction). The Châteauroux and Issoudun Faults bound those two groups of depocenters.

#### 5.6.2.5 Unit 5: Callovian-Late Oxfordian

**Sediment geometries:** This unit corresponds to the end of the transgressive hemicycle (iron condensed level) and the beginning of the regressive trend of the second order Middle? Bathonian – Late Oxfordian cycle until the major unconformity. The top of unit 5 is recorded by a negative amplitude reflector (“Calcaires de la Martinerie” = “calcaires lités inférieurs” – “Calcaire de Von” Formations boundary) (fig .4).

Unit 5 shows nice low angle clinoforms downlapping on the Callovian - Early Oxfordian condensed level. The reflectors pattern is oblique - sigmoidal (progradational - aggradational) (Figure 70). They correspond to the open marine “Calcaires et marnes à spongiaires” and the “Calcaires de la Martinerie” Formations of Middle to Late Oxfordian age.

The thickness of unit 5 ranges from 100 to 300 m. Because this thickness variation mainly records the geometry of a prograding platform, only the thickest deposits are significative of the maximum amount of deposited sediments. The maximum sedimentation rate is 80 m/Ma for the Middle to Late Oxfordian time interval.

**Faults:** The number of active normal fault decreases again (Figure 71). The amplitude of the vertical displacement is very low. The fault directions are, eastward, NE-SW and westward, N-S (Sennely Fault) and NW-SE.

**Isopach map:** The geometry of the platform and its direction of progradation can be deduced from the isopach map (Figure 72E). The areas of maximum thickness correspond to the flat top of the platform. They are located in the north. Southward, the thickness decrease excepted in the Chateauroux area. The curved shape of this thinning down records the clinoform and then the front of the carbonate platform. The two northward maximums could reflect areas of high carbonate production, enhanced by faults (undoubtedly for the Sennely Fault control for the northeastern maximum). The southern maximum thickness area is more difficult to interpret: primary form or subsiding area?



### 5.6.2.6 Unit 6: intra Late Oxfordian

**Sediment geometries:** Unit 6 corresponds to the end of the regressive trend of the second order Middle? Bathonian – Late Oxfordian cycle above the major unconformity. Reflectors of unit 6 (“Calcaires de Von” Formation) onlap the negative amplitude reflector of the base of the unit. The top of the unit is recorded by a high negative reflector (marls of the “Marno-calcaires de Déol” Formation) that slightly truncates the underlying sediments.

The thickness of unit 6 ranges from 50 to 220 m, that means a minimum sedimentation rate of 100 m/Ma.

**Faults:** The pattern is similar to the one of unit 5 (Figure 71).

**Isopach map:** This is the negative print of the isopach map of unit 5 (Figure 72F). The area of maximum thickness is located southward and the one of minimum, northward. This reflects the evolution of the progradational carbonate platform and the occurrence of a major relative sea-level fall (forced progradation) testified by the occurrence of onlaps at the base of the unit. Unit 6 is a lowstand system tract (forced progradation plus progradation-aggradation), whereas unit 5 is the highstand system tract. Tectonic controls can be expected along NW-SE trends, splitting the former highstand wedge of unit 5 into at least three domains.

### 5.6.2.7 Unit 7: Late Oxfordian - Kimmeridgian

**Sediment geometries:** This unit corresponds to the transgressive trend of the second order Late Oxfordian - Kimmeridgian cycle. The top of unit 7 is a major erosional unconformity (Late Cimmerian Unconformity) with major truncations for an intracratonic basin (Figure 70). The reflectors of unit 7 are parallel and high-amplitude. They correspond to the “Calcaires de Levroux”, “Calcaires de Buzançais”, “Calcaires de St Martin d'Auxigny” and “Calcaires gréseux, marnes et calcaires de Graçay” Formations (Figure 68 – uppermost Oxfordian to Early Kimmeridgian) for the base and to the lateral equivalent of the “Marnes à nannogyres” (Late Kimmeridgian) and the “Calcaires du Barrois” (Tithonian) Formations for the top.

Unit 7 is 50 to 300 m thick.

**Faults:** As unit 5 and 6 (Figure 71), both the number of active faults and the amplitude of the vertical displacement are low. Faulting occurred along the Sennely and Arpheuilles Faults. The Late Cimmerian unconformity does not record a major reactivation of the Liassic to Bajocian faults.



**Isopach map:** This map (Figure 72G) is a residual map, because of the truncation due to the Late Cimmerian Unconformity. The area of maximum preservation is oriented along a SW-NE axis, between Arpheuilles 1 and La Ferte 1 wells. The thickness gradient decreases toward the northwest and the southeast. The Late Cimmerian Unconformity sealed a large wavelength flexure oriented along a SW-NE axis. Local contour lines gradients indicate that the Arpheuilles and Sennely Faults were active during this period.

## 5.7 DISCUSSION

### 5.7.1 The Biturige sub-domain revisited

The Biturige sub-domain or sub-block was defined by Debeglia and Debrand-Passard [1980], and made clear by Lorenz *et al.* [1985], Lablanche *et al.* [1991], Gély *et al.* [1992]. This sub-domain (Figure 67), located between the Armorican (= Central Armorican) and Burgundy (= Morvan-Vosges) domains, corresponds to a positive magnetic anomaly bounded by N-S and N30° faults (Loire Fault eastward and Sennely and Issoudun-Châteauroux Faults westward – Figure 67).

During Jurassic times, the vertical displacement along the southern part of the Sennely Fault is quite low and cannot be considered as a major sub-basin boundary. On seismic lines, the transition between this eastern domain and the western part is more a flexural control (Figure 70 and Figure 71), with a westward marked pinching out and more or less locally increased by faults. Recent aeromagnetic map (Guillaume Martelet, BRGM, personal communication) and reprocessed seismic lines (located in age on well Contres 1) indicate that the positive magnetic anomaly corresponds to a large Stephanian to Permian Basin mainly located on the eastern part of the studied area and oriented N50-N60. This basin, because of a higher stretching rate during Late Carboniferous and Permian, can later induced a high subsidence rate during Triassic to Middle Jurassic times.

For us, the Biturige sub-domain does not correspond to any basement faulted block: this is a subsiding flexural domain located over a Stephanian to Permian basin.

### 5.7.2 The Early Jurassic (Liassic) extension

Since the 80s [Tremolieres, 1981a, 1981b; Castaing *et al.*, 1984; Bles *et al.*, 1989], based on microtectonic studies, an Early Jurassic extension has been known with directions of extension from E-W to NW-SE. Liassic sediments thickness variations between wells located

on both sides of faults, indicate that N-S faults (*e.g.* Sennely) were active at that time (Héritier & Villemain, 1971).

Deposits of the Early to Middle Liassic (unit 1, top Hettangian to Pliensbachian) shows clear evidences of syn-sedimentary fault controls (Figure 70 and Figure 71) that can be mapped from the isopach map and known faults (surface mapping and aeromagnetic data). As said above, two main structures are active, a NE-SW “graben” controlled by the Brécy and Bertray Faults and *en echelon* depocenters along the Sennely Fault, indicating a strike-slip movement along this fault.

Those results are synthesized on Figure 73, at the scale of France, for only the Early Sinemurian, end of the paroxysm of the Alpine rift extension [Lemoine *et al.*, 1986; Dumont, 1998; Chevalier *et al.*, 2003]. We compiled the data of Robin [1997] (Paris Basin isopach and accommodation map), of Lasseur *et al.* [2011] (Poitou – Vendée isopach map) and of Bonijoly *et al.* [1996] and Dromart *et al.* [1998] for the Ardèche Margin.

This map shows two interesting results. (1) The sediment thickness distribution confirms that both the Massif central and the Ardennes (NW part) present-day outcropping basement were partly subsiding domains as suggested before by Enay & Mangold [1980] and Lefavrais *et al.* [1990]. (2) The base Early Jurassic extension is distributed all over France and not only located in the Alpine Rift.

In northern France, extension is recorded by subtle “grabens” (combined fault - flexure control) with very low rate of subsidence for rifts (maximum accumulation rate for 5 Ma of 110 m in a very shallow marine environment: Calcaires à Gryphées Formation, see Hanzo *et al.* [2000]), even along the Ardèche Margin (maximum accumulation rate of 100-150 m). This map suggests based on the direction of the main Champagne “graben” and on the minor Brécy-Bertray one, a NW-SE extension in good agreement with the microtectonic data. A strike-slip movement is expected along the Bray Fault (SW limit of the Champagne “graben”) and the Sennely Fault. This northward domain is separated from the Alpine rift by a large low subsiding domain, the Burgundy-Bresse “horst”, even this one is not emersive showing condensed very shallow marine deposits continuous all over the domain [Graciansky *et al.*, 1998b].

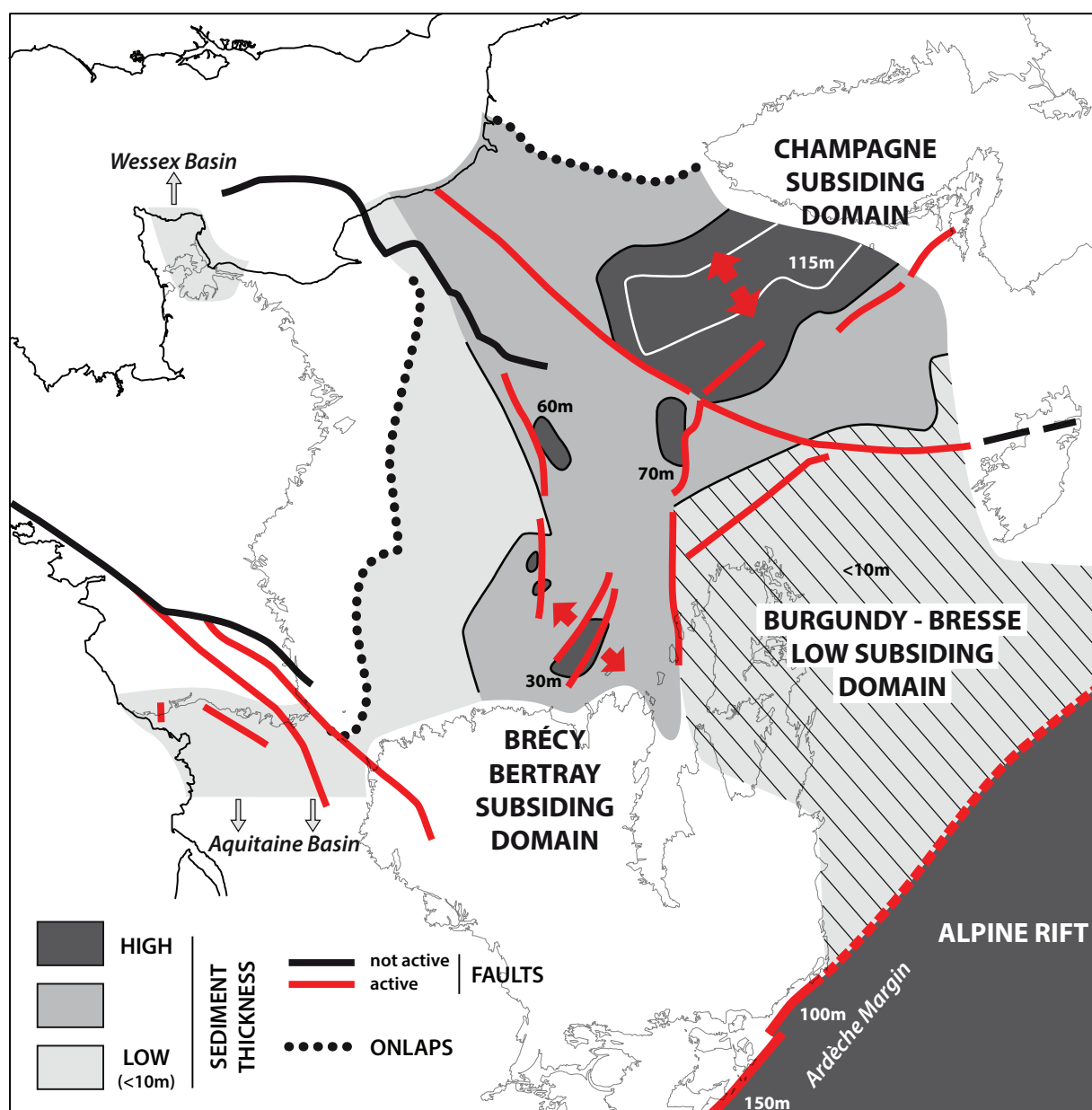


Figure 73 : Tectonic evolution of northern France during earliest Early Jurassic (Early Sinemurian): characterization of diffuse extension mainly localised along the Champagne and Bertray - Brécly “grabens”.

### 5.7.3 The Mid-Cimmerian unconformity and the Early Bajocian extension

The Toarcian sediments sealed most of the Hettangian to Pliensbachian faults. During Toarcian, faulting is less active and long wavelength folding with truncations occurred after sediments deposition, i.e. around the Toarcian-Aalenian boundary (poorly dated). This subtle deformation event was recognized all around the Paris Basin [Graciansky *et al.*, 1998a; Jacquin *et al.*, 1998; Guillocheau *et al.*, 2000] and Western Europe (e.g. North Sea doming, Underhill & Partington [1993]). It corresponds to the Mid-Cimmerian Unconformity of

Ziegler [1990]. The plate deformation meaning of this event is still debated, but it records a major plate kinematics reorganisation [Ricou, 1994].

After this long wavelength deformation event, faulting is again active during Early Bajocian time, but with a lower amount of active faults and lower vertical displacement than during Early and Middle Liassic times. Most of them are sealed by Late Bajocian sediments.

This two steps evolution of the faulting was recognized in the central part the Paris Basin [Graciansky *et al.*, 1998a, 2003]: (1) Hettangian – Pliensbachian and (2) Early and Middle Bajocian with the Toarcian and the Mid Cimmerian Unconformity in between. This two step evolution is very difficult to relate to the plate movements and the opening of the Alpine Tethys and the future Central Atlantic Oceans. Both the timing of the Central Atlantic [see Labails *et al.*, 2010] and Alpine Tethys [see Handy *et al.*, 2010] are debated, but everybody agree with the idea of a long duration extension, from uppermost Triassic to base Middle Jurassic. The first oceanic accretion in the Alpine Tethys occurred during Bathonian, based on radiolarites ages, and may be earlier, during Bajocian based on ophiolite gabbro datings [see Bill *et al.*, 2001]. This is in good agreement with a stop of the extension at the top of the Early Bajocian in the Paris Basin, northwestern platform of the Alpine Tethys.

#### **5.7.4 The Bathonian-Kimmeridgian low deformation period: major basement faults are all the time active!**

The Bathonian-Kimmeridgian period is characterized by an increase of the accommodation space (sedimentation rate increasing from 5 to 30 m/Ma during Early Jurassic to up to 100 m/Ma during Late Jurassic), whereas the sediment thickness distribution through space becomes more homogenous (Figure 72 E+F, between the beginning and the end of the Callovian to base Kimmeridgian progradation). Few faults are active, except the main basement ones (e.g. Arpheuilles et Sennely Faults). This means that in intracratonic basins, even at time of highest wavelength flexural subsidence control, major basement faults are active.

## **5.8 CONCLUSION**

Our objective was to understand the geological evolution of the southwestern part of the intracratonic Paris Basin, transition domain between the Paris and the Aquitaine Basins. We mainly focused on the deformation analysis, based on reprocessed seismic lines, and their relationships with the sedimentary record, studied on two key wells.

- 1) Four major second order transgressive-regressive cycles were defined on outcrops and wells. They are similar to the ones defined in the central part of the Paris Basin, with slightly different limits that can mean local changes in the ratio between accommodation space and carbonate production.
- 2) On seismic lines, seven stratigraphic units bounded by time lines were defined and related to the four major cycles.
- 3) Even very low for an intracratonic basin, the sedimentation rate increases through time, from 0.5-15 m/Ma during the Hettangian-Pliensbachian (unit 1) to 80-100 m/Ma during the Middle to Late Oxfordian. Although sedimentation rate is not accommodation rate measurement, the southwestern part of the Paris Basin is really a low accommodation platform with very low preservation rates, with two domains a western one with low sedimentation rate and an eastern one with higher rates. The eastern domain corresponds to the former Biturige sub-block. Seismic lines show evidence of flexural control rather than basement fault control as previously mentioned. We recommend to abandon this term of Biturige sub-block.
- 4) Two main periods of extension are recorded: Hettangian - Pliensbachian (Early and Middle Liassic) and Early Bajocian (Early Dogger), that are contemporaneous of the Alpine Tethys rift. The Bathonian is a transitional period to the Callovian - base Kimmeridgian time interval, characterized by a more spatially homogeneous subsidence.
- 5) The Mid-Cimmerian Unconformity (Late Toarcian? – Early Aalenian?) records a swell-like large wavelength flexure.
- 6) The Callovian – base Kimmeridgian is characterized by a large progradational system at time of Jurassic maximum sedimentation rate. The progradation can be subdivided into at least three steps (1) callovian – Late Oxfordian: a highstand system tract dowlapping on a Callovian to Early Oxfordian condensed interval, prograding from the north with curved clinoforms, (2) Late Oxfordian: a lowstand system tract onlapping the former highstand and (3) Late Oxfordian- Earliest Kimmeridgian: an aggradational system.
- 7) Some major basement faults (Arpheuilles, Sennely Faults) are active during all the Jurassic, even during the Callovian – base Kimmeridgian period of flexural subsidence highest wavelength.

**Acknowledgment.** This work was supported by the BRGM (funding of the Fabien Lenoir PhD Thesis and reprocessing of seismic lines). We thank Guillaume Martelet, geophysicist at BRGM for providing us aeromagnetic data and for helpful discussions.

---

# CHAPITRE VI

## SYNTHESE GENERALE

---

<b>CHAPITRE 6. SYNTHÈSE.....</b>	<b>215</b>
<b>6.1 Comparaison des cycles stratigraphiques des bassins Ouest européens.....</b>	<b>215</b>
<b>6.2 Cartes paléogéographiques .....</b>	<b>217</b>
6.2.1 Introduction.....	217
6.2.2 Interprétation des cartes paléogéographiques .....	219
6.2.2.1 MRS Bajocien inférieur .....	219
6.2.2.2 MFS CI Bajocien supérieur (zone à Garantiana, sous-zone à Acris).....	219
6.2.2.3 MFS Bathonien inférieur .....	220
6.2.2.4 MRS (=FS) CII Bathonien supérieur (zone à Discus) .....	221
6.2.2.5 MFS CIIb - Oxfordien moyen/supérieur (limite des zones à Transversarium/Bifurcatus) .....	222
6.2.2.6 SB CIII - Oxfordien supérieur (Intra zone à Bimammatum, sous-zone à Bimammatum) .....	223
6.2.2.7 MRS (=FS) CIIIc-3 - Oxfordien terminal (Intra zone à Planula).....	225
<b>6.3 Les failles de socle actives au Jurassique .....</b>	<b>226</b>
6.3.1 Identification du tracé des failles .....	226
6.3.2 Activité des failles au cours du Jurassique.....	228
<b>6.4 Les systèmes sédimentaires du Jurassique du Sud-Ouest du Bassin de Paris : caractéristiques et causes – déformation vs. climat.....</b>	<b>229</b>
6.4.1 Sinémurien-Pliensbachien : alternances argiles - calcaires .....	230
6.4.2 Toarcien : Argiles plus ou moins riches en matière organique .....	231
6.4.3 Bajocien inférieur : Calcaires bioclastiques .....	231
6.4.4 Bathonien : Calcaires .....	233
6.4.5 Oxfordien : Calcaires fins, parfois récifaux .....	234



## Chapitre 6. SYNTHÈSE

---

L'étude du Jurassique du Sud-Ouest du Bassin de Paris à l'affleurement et en subsurface (puits, sismique) a permis de reconstituer les géométries de faciès, créer des isopaques, et d'appréhender le contrôle structural de l'évolution géologique de cette zone.

Nous comparerons les cycles stratigraphiques des bassins ouest-européens aux cycles obtenus dans cette étude.

Nos résultats ont permis d'obtenir des cartes paléogéographiques du Jurassique moyen et supérieur de la zone Sud-Ouest du Bassin de Paris, extrapolées à partir des données bibliographiques, aux régions Centre et Est du bassin.

Puis nous discuterons les causes des déformations (héritage structural, déformation tectonique) enregistrées dans la zone Sud-Ouest du Bassin de Paris

Et enfin nous discuterons des implications géodynamiques et climatiques sur l'évolution stratigraphique du Jurassique moyen et supérieur du Sud-Ouest du Bassin de Paris.

### 6.1 COMPARAISON DES CYCLES STRATIGRAPHIQUES DES BASSINS OUEST EUROPEENS

Pour la période qui intéresse notre étude :

- Nous avons définis 4 cycles de 2nd ordre : Ladinien - Bajocien inférieur, Bajocien supérieur - Bathonien moyen ?, Bathonien moyen ? - intra Oxfordien supérieur, intra Oxfordien supérieur – Berriasien ?
- Jacquin *et al.* (1998) définissent 4 cycles de 2nd ordre : Norien moyen/Aalénien inférieur ; Aalénien terminal/Bathonien inférieur ; Bathonien inférieur/Callovien supérieur ; Callovien supérieur/Kimméridgien terminal.
- Guillocheau *et al.* (2000) définissent 4 cycles de 2nd ordre : Carnien p.p./Toarcien ; Aalénien/Bathonien inférieur ; Bathonien inférieur/Oxfordien ; Kimméridgien/Limite Berriasien inférieur-supérieur

Les mêmes nombres de cycles ont été identifiés dans notre étude et dans la bibliographie (Jacquin *et al.*, 1998 ; Guillocheau *et al.*, 2000). Cependant un décalage est noté au niveau de des limites (MFS et MRS) (Figure 36). Ceci peut être expliqué par l'incertitude sur les barres d'erreurs des datations biostratigraphiques qui ne sont pas connues. Il faut noter que Jacquin *et al.*, (1998a) définit les cycles de "l'Ouest du Bassin de Paris" d'après les dépôts enregistrés en Normandie. Il ne prend donc pas en compte les régions du Maine et du Poitou-Berry.

- La MRS du cycle de 2ème ordre CI du Sud-Ouest du Bassin de Paris ne correspond pas à celle définie pour l'Est du Bassin de Paris qui est plus jeune. Ceci peut être expliqué par un hiatus plus prononcé à l'Est du Bassin de Paris (de l'Aalénien au Bajocien) lors de la discontinuité mid-cimmérienne. Ce cycle ne résulte pas d'un simple contrôle eustatique; la tectonique globale liée à la discontinuité mid-cimmérienne explique cette différence.
- La MFS du Bajocien supérieur (zone à Garantiana, sous-zone à Garantiana) est synchrone dans tout le bassin de Paris. Cependant, d'après Jacquin *et al.*, (1998a), en Mer du Nord et en Angleterre, celle-ci y est plus jeune. Cette différence semble s'expliquer par l'effet combiné d'un faible taux de sédimentation contemporain d'une subsidence tectonique locale (phase d'extension en Mer du Nord – Underhill et Partington, 1993) qui peut forcer le pic de transgression à être plus récent.
- La MRS du cycle de 2ème ordre CII est synchrone à l'échelle des bassins ouest-européens.
- La MFS du Callovien (marqueur D1) est datée de la zone à Jason, sous-zone à Jason dans le Bassin de Paris, alors que d'après Jacquin *et al.*, (1998a) la MFS serait située au niveau du repère RIO, daté de la limite Callovien/Oxfordien (zone à Lamberti-Mariae).  

Le RIO est une surface condensée sur laquelle prograde la plate-forme carbonatée oxfordienne avec de nombreux downlaps. Le RIO est diachrone, il est daté de la zone à Coronatum jusqu'à Transversarium. En effet, l'Oxfordien inférieur présente des géométries en downlap vers l'Ouest sur le RIO ainsi qu'une partie de l'Oxfordien moyen (Chapitre 4 ; Figure 62 et 67). De plus, Guillocheau *et al.* (2000) remarquent que les condensations sont localisées au Sud et Sud-Est du Bassin de Paris (haut-fond bourguignon et Morvan). Le RIO condense des cycles de 3ème ordre alors que la MFS D1 de 2ème ordre (Guillocheau *et al.*, 2000), continue à l'échelle du Bassin de Paris, présente en diagraphie le taux d'argilosité le plus important sur tout le Callovien.

Ainsi, contrairement à ce que propose Jacquin *et al.*, (1998a) le RIO n'est pas une MFS majeure.
- La MRS du cycle CIII et sa MFS sont synchrones au niveau des autres bassins ouest-européens à l'erreur de la zone d'ammonite près.

## **6.2 CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES**

### **6.2.1 Introduction**

L'ensemble des données présentées dans les chapitres précédents (affleurements et données de subsurface : chapitres 3 et 4 ; lignes sismiques et cartes d'isopaques : chapitre 5) ont permis d'établir des cartes de faciès illustrant l'évolution tectono-sédimentaire du Bassin de Paris. De plus, les données de la BSS de l'Ouest du Bassin de Paris (de la Normandie au Poitou) ont été utilisées ainsi que deux coupes orientées Normandie-Poitou et Normandie-Bourgogne (Figure 74) ont permis de mieux contraindre l'évolution du Jurassique supérieur pour le Bassin de Paris dans son ensemble. Ces cartes tendent à représenter la répartition des faciès la plus caractéristique de la période considérée.



## 6.2.2 Interprétation des cartes paléogéographiques

### 6.2.2.1 MRS Bajocien inférieur

La carte paléogéographique du Bajocien inférieur (Figure 75) marque le développement d'une plate-forme carbonatée bioclastique. Cette grande plate-forme carbonatée est ponctuée par un haut-fond dans le Berry, qui présente une phase d'émersion caractérisée par des dépôts d'évaporites reconnues en diagraphies (voir 3.2.3 ; Arbey et Lorenz, 1986; Barrier et Bourcier, 2000).

MRS ; Zone à *Humphriesianum*, Bajocien inférieur

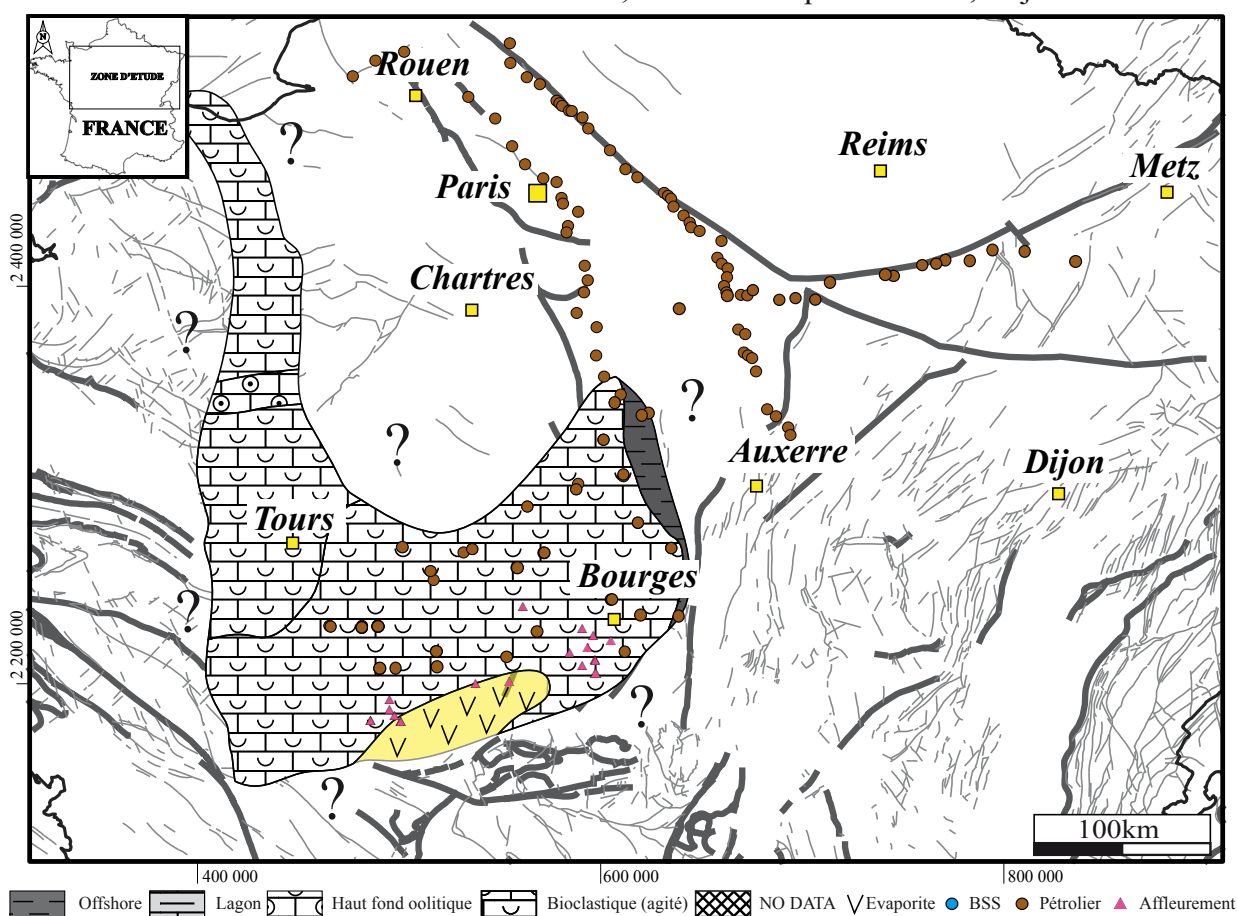


Figure 75 : Carte de faciès du Bajocien inférieur

### 6.2.2.2 MFS CI Bajocien supérieur (zone à *Garantiana*, sous-zone à *Acris*)

La carte paléogéographique du Bajocien supérieur (Figure 76) présente un contraste fort Est-Ouest entre deux systèmes bien différenciés : une sédimentation silicoclastique (argilo-silteuse) à l'Est et carbonatée à l'Ouest. L'ouverture vers la mer ouverte est située au Nord-Est (*Marnes à Accuminata*) (Figure 76). En effet, d'après l'interprétation des corrélations diagraphiques, des données de terrain et des données sismiques, la limite du redémarrage de la

plate-forme carbonatée bathonienne avec la mer ouverte est située le long d'un transect Bourges-Caen. Quelques hauts-fonds oolithiques sont situés aux abords de ce qui semble être le proto-Massif Central et le Massif Armoricain.

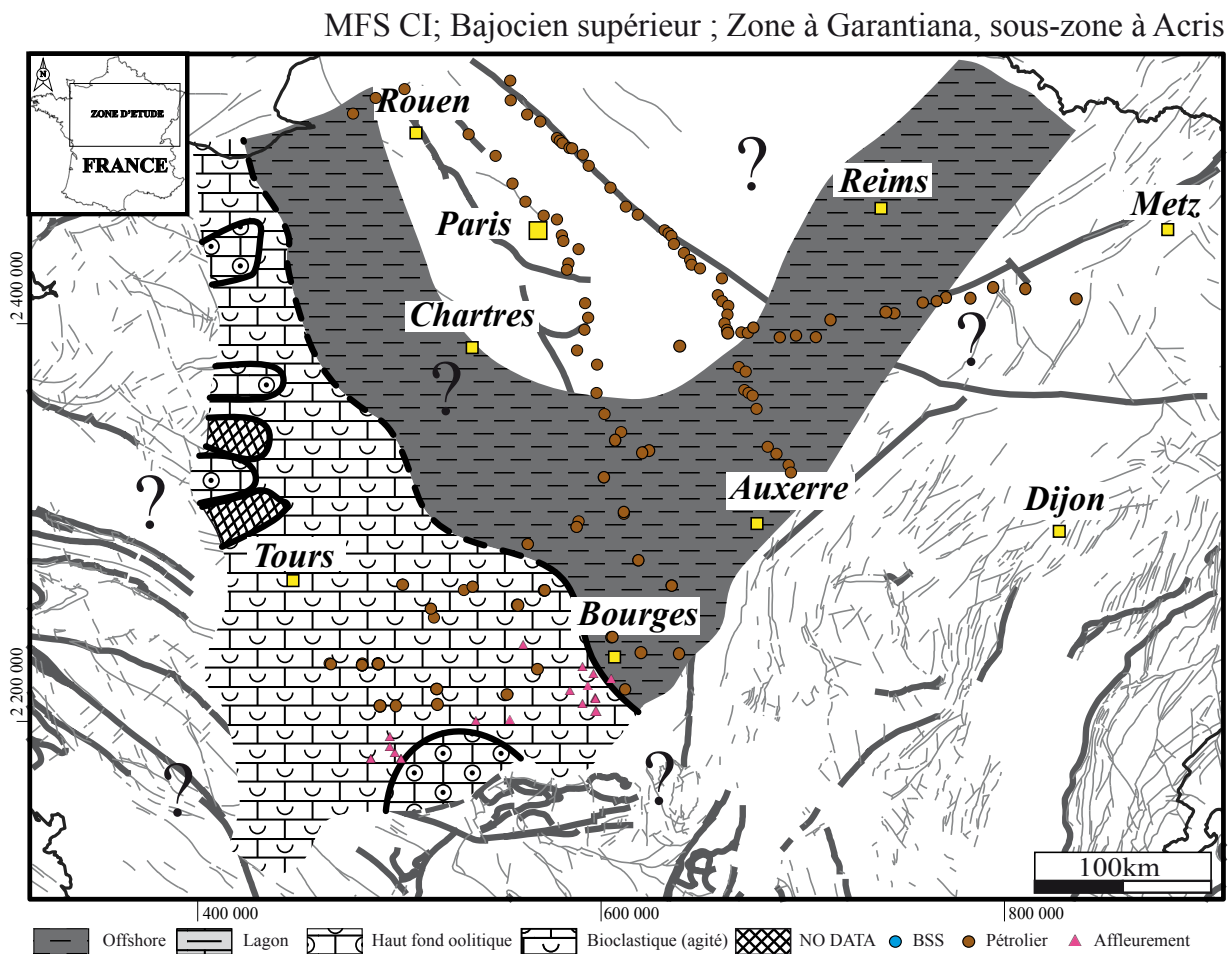


Figure 76 : Carte de faciès du Bajocien supérieur

### 6.2.2.3 MFS Bathonien inférieur

Après la grande phase d'inondation du Bajocien moyen (zone à Garantiana, sous-zone à Acris ; Figure 76) la zone présente, pendant la MRS du Bathonien inférieur (Figure 77), une plate-forme carbonatée oolithique principale, bordée par des plate-formes carbonatées essentiellement composées de bioclastes en Normandie, Poitou et Berry. Des fentes de dessiccations ont été repérées à l'Est des puits d'Arpheuilles1 et Clion1 qui marquent ici un haut-fond. Plus à l'Est, la carte paléogéographique met en évidence des niveaux argileux qui caractérisent une mer ouverte.

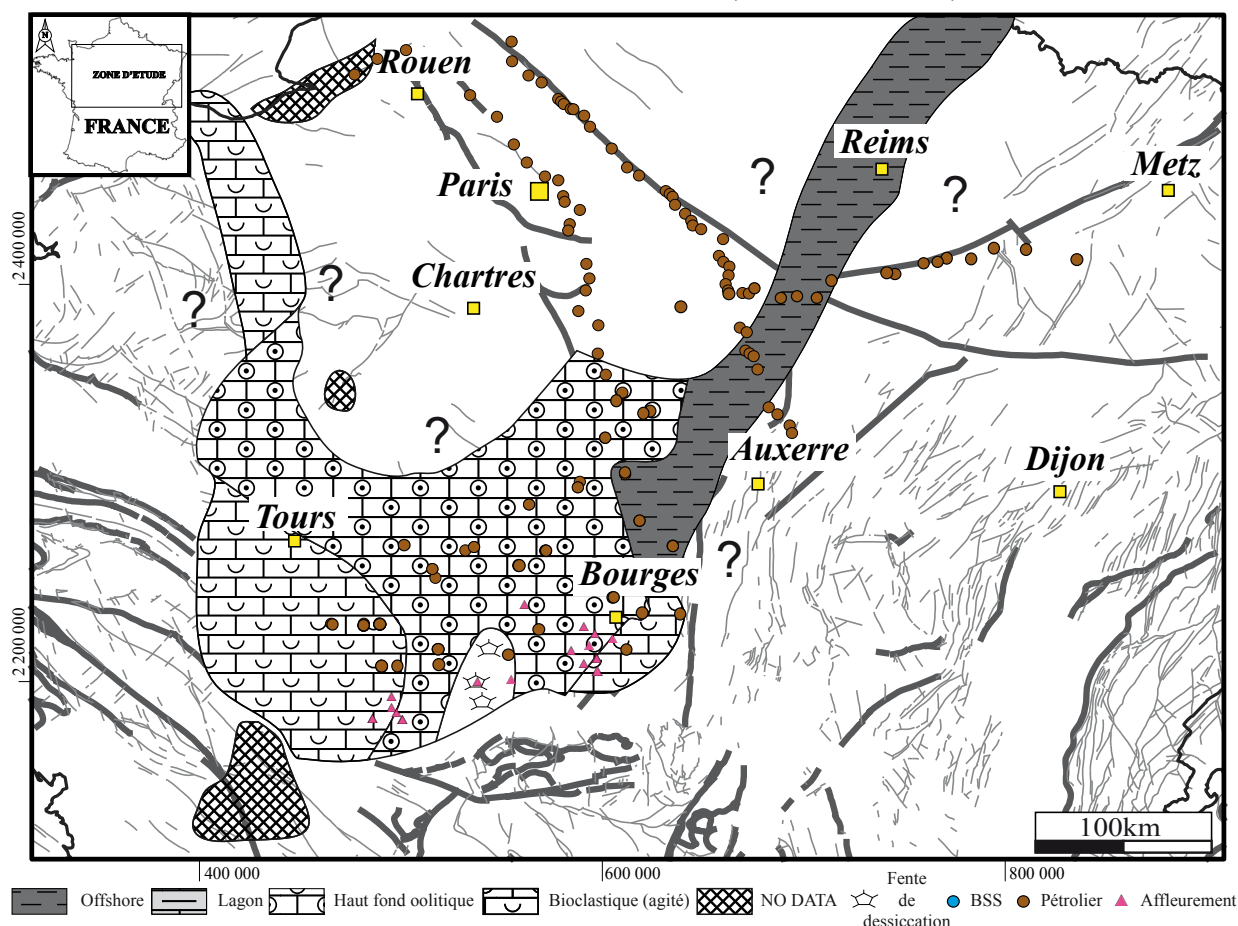


Figure 77 : Carte de faciès du Bathonien inférieur

#### 6.2.2.4 MRS (=FS) CII Bathonien supérieur (zone à *Discus*)

La carte paléogéographique du Bathonien supérieur (Figure 78) présente deux plates-formes carbonatées séparées par le sillon marneux entre Bourges et les failles du fossé de la Loire. À l'Est de ces marnes de domaine marin ouvert, une plate-forme carbonatée est mise en évidence par des boues carbonatées illustrant un lagon très développé (le Calcaire de Comblanchien – Gaumet *et al.*, 1996; Gaumet, 1997). À l'Ouest du sillon marneux qui, d'après Enay et Mangold (1980), se prolonge vers le Nord-Ouest (le Havre), une plate-forme carbonatée ooblastique est mise en évidence. Elle prograderait clairement vers la zone où l'espace d'accommodation est le plus développé, c'est-à-dire le sillon marneux. Il semble néanmoins que cette plate-forme prograderait aussi vers le bassin d'Aquitaine (voir Chapitre 3 ; partie 3.4.). Ceci appuie l'idée que le seuil du Poitou ne séparait pas encore les bassins de Paris et d'Aquitaine et donc n'exerçait pas une influence sur les plates-formes carbonatées du Dogger.



MFS ; Zone à Discus, Bathonien supérieur

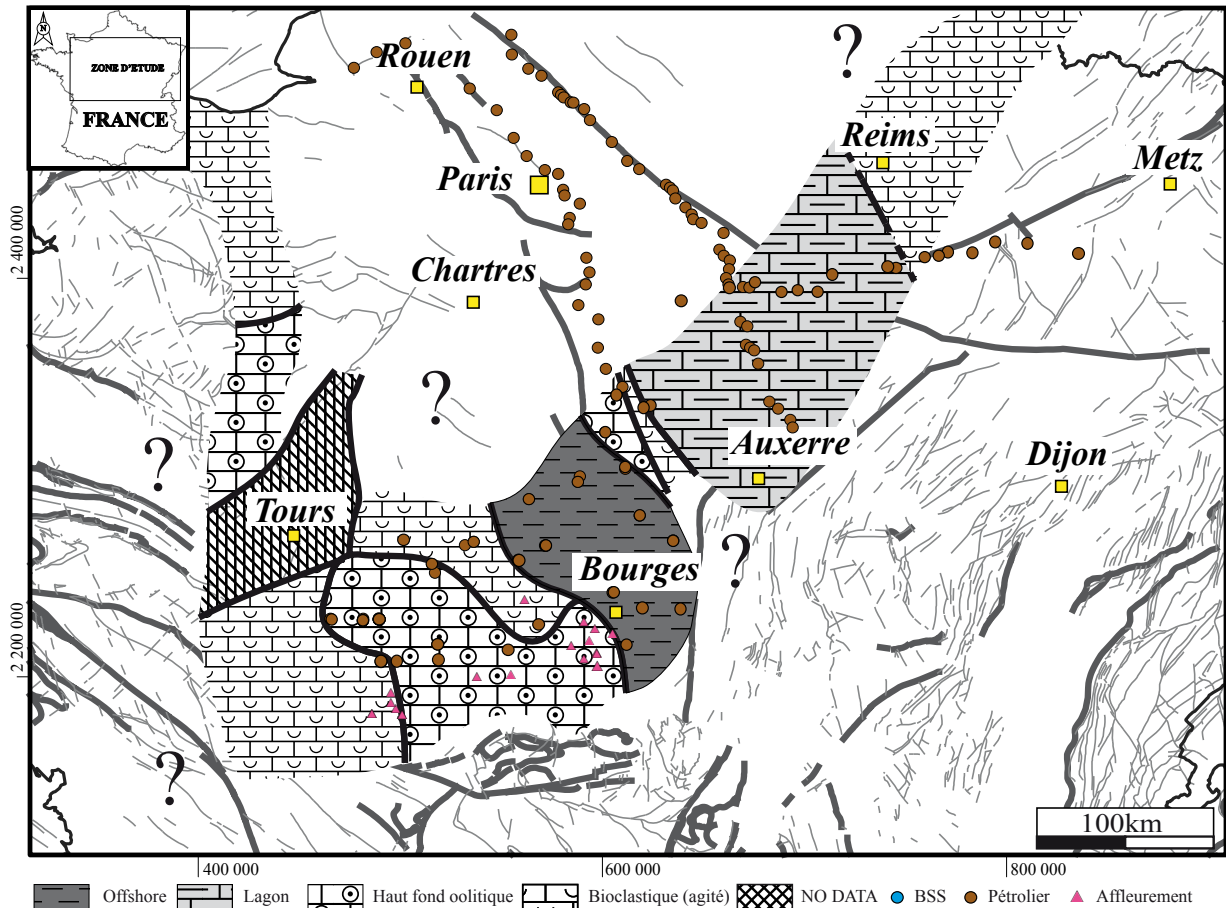


Figure 78 : Carte de faciès du Bathonien terminal

#### 6.2.2.5 MFS CIIIb - Oxfordien moyen/supérieur (limite des zones à *Transversarium/Bifurcatus*)

D'après l'interprétation des corrélations diagraphiques et les conclusions du chapitre 4, nous avons mis en évidence la condensation de l'Oxfordien inférieur et d'une partie de l'Oxfordien moyen sur le RIO. La carte de faciès (Figure 79) présente une plate-forme carbonatée unique à l'Oxfordien moyen terminal qui prograde vers le Sud-Ouest. Un lagon, mis en évidence par les données de Carpentier (2004) et celles de Guillocheau (*communication personnelle*) est repéré au Nord-Est de la zone avec le développement d'une pseudo-barrière récifale au Sud de Paris et de Reims. En effet, comme vu en Chapitre 4, les récifs de l'Oxfordien moyen restent très peu développés dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris tout comme en Lorraine-Bourgogne. Ils ne se résument qu'à la présence de quelques coraux solitaires. L'ouverture vers la mer ouverte est donc située vers le Sud-Ouest, là où la plate-forme carbonatée oxfordienne prograde.



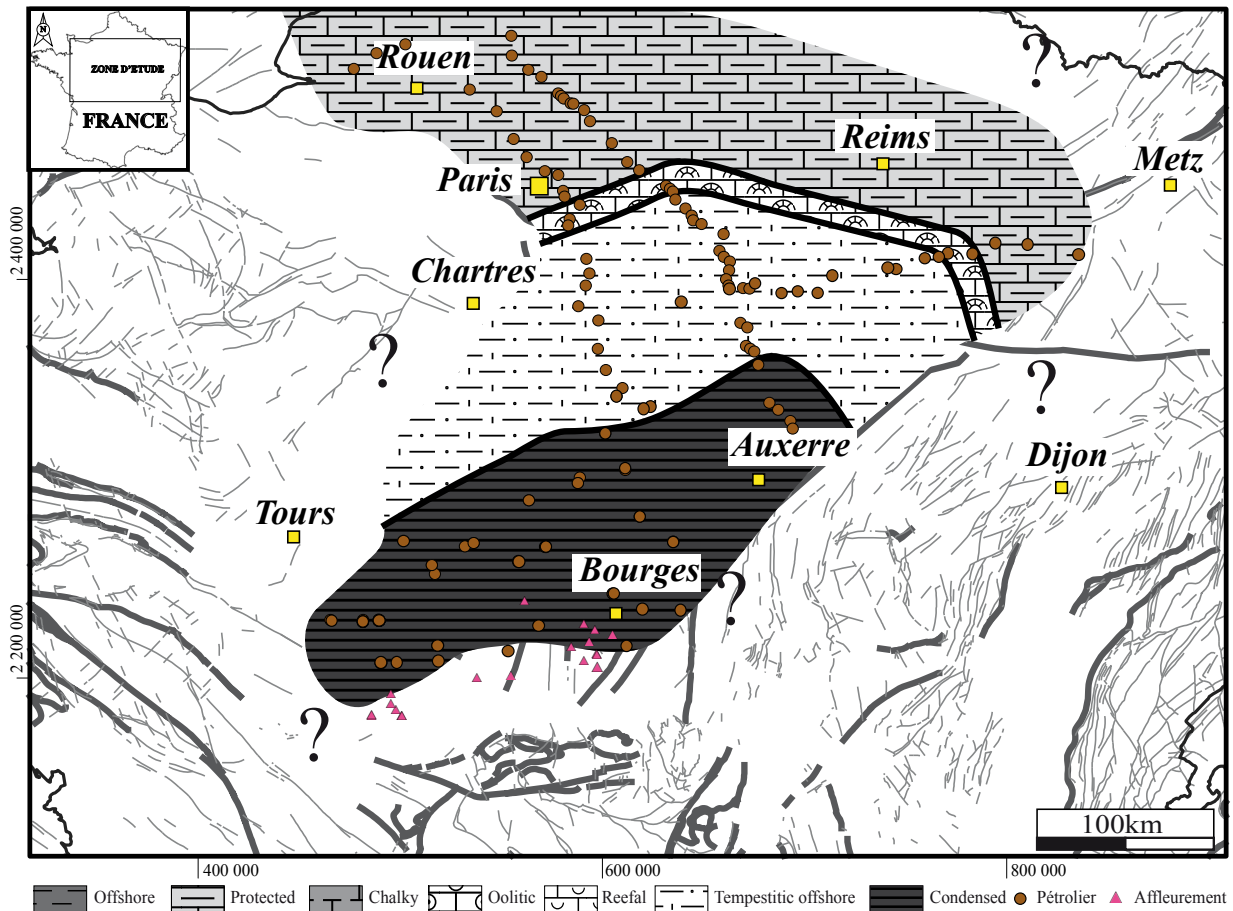
MFS CIIIb - Limite des zone à *Transversarium*/Bifurcatus; Oxfordien moyen-supérieur

Figure 79 : Carte de faciès de la limite Jurassique moyen/supérieur

#### 6.2.2.6 SB CIII - Oxfordien supérieur (Intra zone à *Bimammatum*, sous-zone à *Bimammatum*)

Au passage Jurassique moyen/supérieur, la paléogéographie du Bassin de Paris se modifie, la mer ouverte étant située vers le Nord. En effet, d'après la Figure 74, un milieu agité, défini par un calcaire oolithique, est situé au-dessus d'un transect Est-Ouest allant de Paris à Metz. Au dessous jusqu'à un transect allant de Chartres à Auxerre, se définit un calcaire crayeux de milieu peu agité (lagon?) (Figure 80). Sans avoir remarqué de réels indices tectoniques, il est intéressant de constater la localisation de la limite entre les faciès oolithiques et poreux au niveau de la faille de Metz. Puis la rupture de pente du prisme progradant marque le passage du faciès de barrière corallienne aux calcaires à niveaux de tempête.

SB CIII, Zone à Transversarium, sous-zone à Schilli ; Oxfordien supérieur

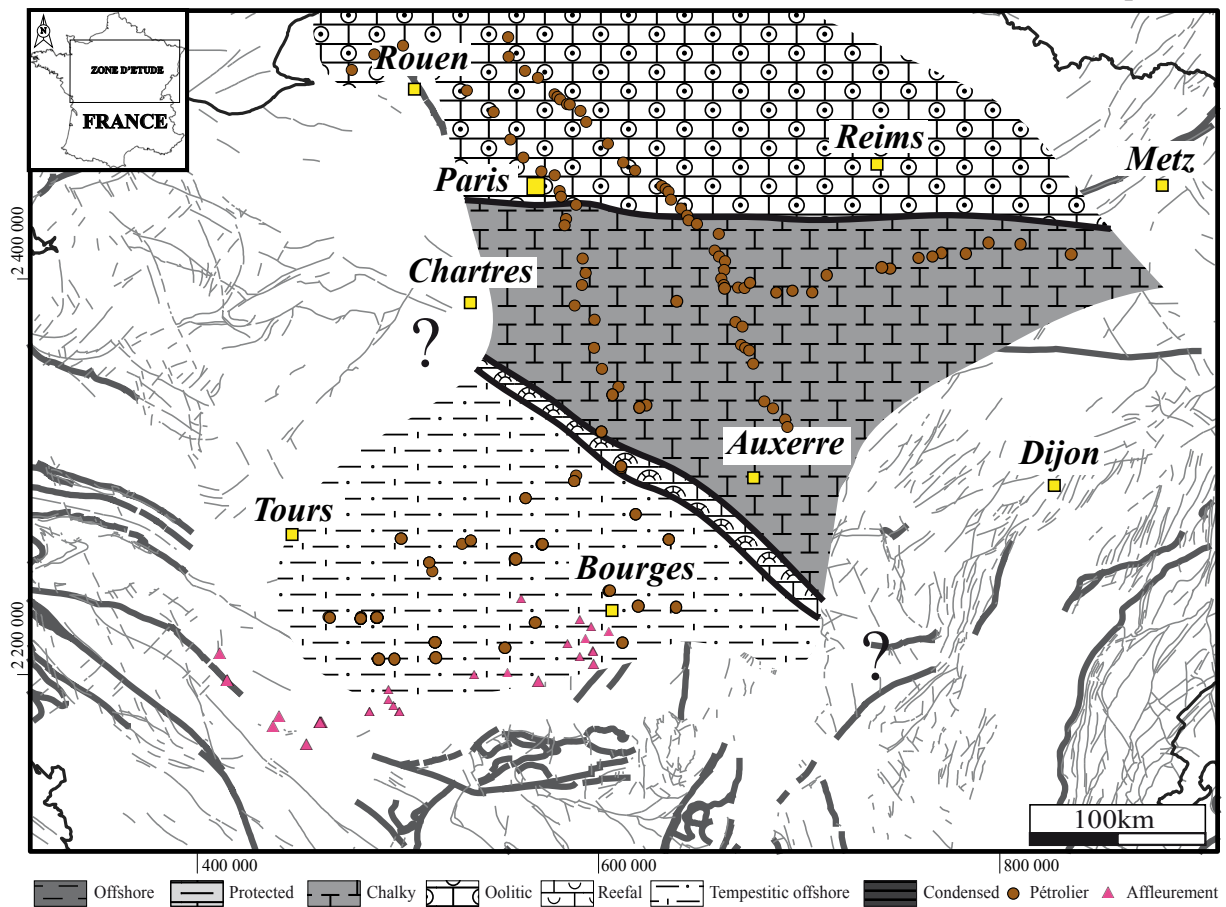


Figure 80 : Carte de faciès de la base du Jurassique supérieur

Après une rapide inondation (définie au chapitre 4), une régression forcée entraîne la mise en place d'un faciès de lagon (cycle CIII) en base de prisme qui on-lap sur le faciès de tempestites d'offshore du cycle précédent (CIIIc-1) (Figure 81).

MRS CIII, zone à Bimammatum, sous-zone à Bimammatum ; Oxfordien supérieur

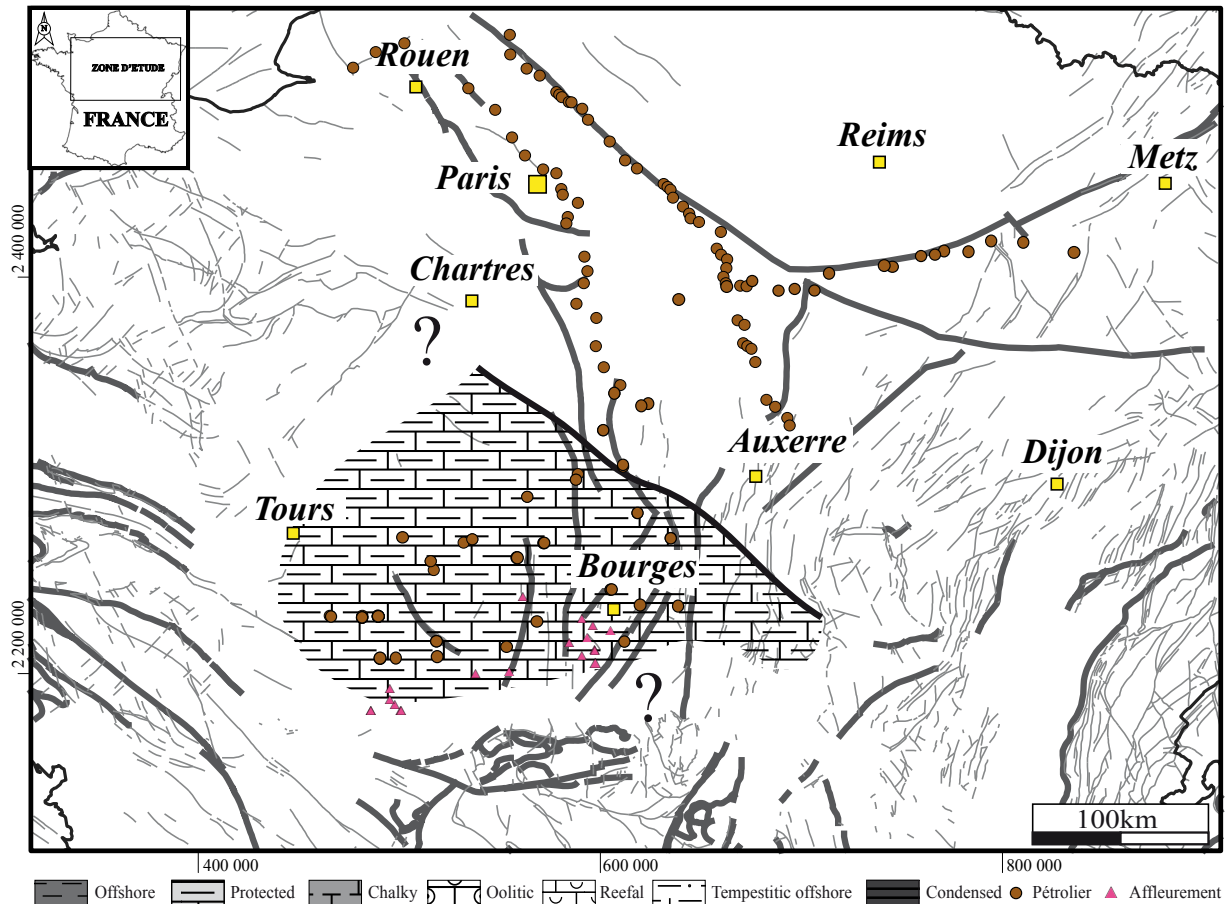


Figure 81 : Carte de faciès de la discontinuité MRS CIII

#### 6.2.2.7 MRS (=FS) CIIIc-3 - Oxfordien terminal (Intra zone à Planula)

Peu de données permettent de contraindre les bordures Ouest, Nord et Sud-Est de la carte. Cependant, le Jurassique supérieur terminal est marqué par plusieurs hauts-fonds oolithiques séparés par des faciès à dominante carbonatée argileuse et crayeuse de lagon marquant le comblement progressif du bassin en direction du Sud-Ouest (Figure 82). Le comblement du bassin est d'autant mieux mis en évidence par les faciès argileux à huîtres qui viennent s'installer à la fin de l'Oxfordien/début Kimméridgien (voir chapitre 4).

MRS CIIIc-3 - Intra zone à Planula ; Oxfordien supérieur terminal

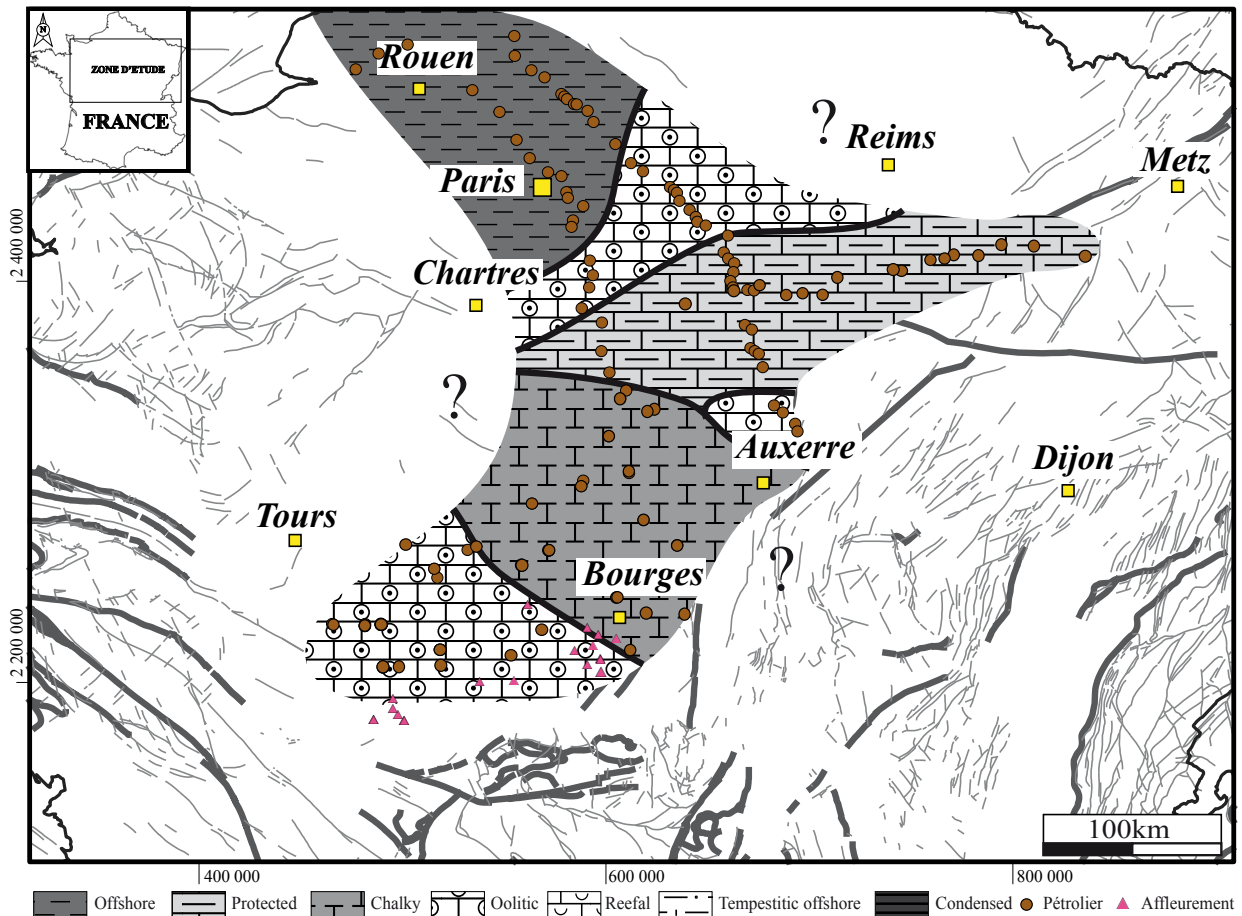


Figure 82 : Carte de faciès Jurassique supérieur terminal

### 6.3 LES FAILLES DE SOCLE ACTIVES AU JURASSIQUE

Notre objectif est ici d'établir le tracé des failles vues en sismiques et de préciser leur jeu au cours du Jurassique en complément de l'étude menée au chapitre 5.

#### 6.3.1 Identification du tracé des failles

Le tracé des failles de socle, vues en sismique et actives au Jurassique, repose sur trois approches :

- 1- La faille a été active jusqu'au Tertiaire, et elle est cartographiée en surface
- 2- La faille a été scellée et a été cartographiée par un réseau de lignes sismiques anciennes plus dense
- 3- La faille a été scellée et est visible sur les données géophysiques d'aéromagnétisme.

- **Les failles cartographiées en surface sont :**

- faille de Sennely

- faille de Brécy
- faille de Bertray
- faille de l'Indre
- **Les failles vues en sismique et étendues grâce aux cartes d'aéromagnétisme**
  - faille de Sennely
  - faille de Ménetou
  - faille de Brécy
  - faille de Bertray
  - faille d'Issoudun
  - faille de l'Indre
  - faille de Ligueil
- **Les failles établies à partir des cartes d'aéromagnétismes**
  - faille de Châteauroux
  - faille (1) (voir Figure 80)
  - extension de la faille de Ménetou à la faille d'Issoudun?

La carte d'aéromagnétisme (Guillaume Martelet, BRGM, communication personnelle) présente des directions magnétiques (Figure 80 - tirets grisés) qui, dans l'ensemble, correspondent aux directions des failles armoricaines. Néanmoins, une direction SW-NE domine à l'Est de la zone d'étude. Cette direction d'anomalie (SW-NE) est la même que celle des failles de Ménetou, Brécy et Bertray.

Les anomalies magnétiques positives, qui recoupent les lignes sismiques, semblent correspondre aux failles de socle relevées en sismique. Ainsi, nous avons extrapolé les failles de socle en suivant les anomalies magnétiques positives (Figure 80).



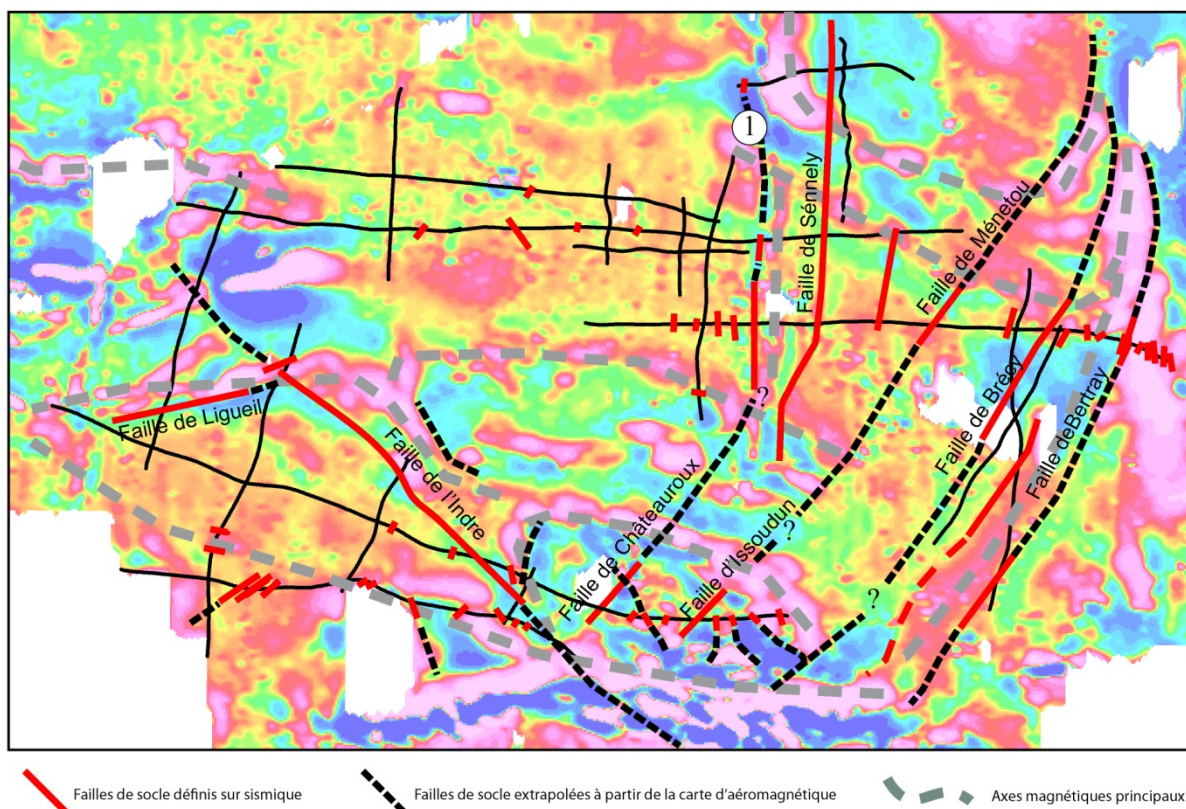


Figure 83 : Cartographie des failles de socle observées en sismique et leur extrapolation (tirets rouge) d'après les directions magnétiques (tirets gris) de la carte d'anomalie magnétique de la zone Sud-Ouest du Bassin de Paris (Guillaume Martelet, BRGM, communication personnelle).

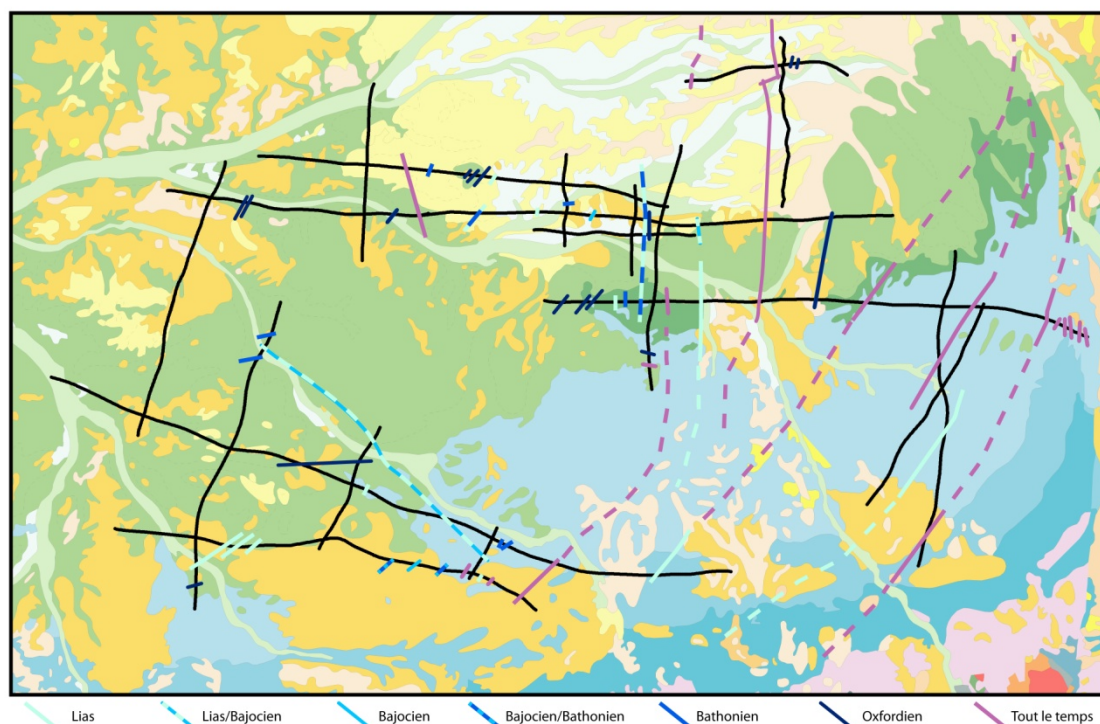
L'anomalie positive du Nord-Est de la carte correspond à la grande Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP). Les failles situées à l'Est de la zone, semblent venir se biseauter au niveau de cette grande anomalie.

Comme déjà expliqué dans le chapitre 5 (voir 5.5.1), l'anomalie magnétique orientée N50-N60, globalement située dans la partie Est de la zone d'étude, correspond à un grand bassin stéphano-permien. Ce bassin semble limité à l'Ouest par la faille de Bertray et à l'Ouest par la faille d'Issoudun (?). La superficie de ce bassin correspond à celle du sous-bloc Biturige.

### 6.3.2 Activité des failles au cours du Jurassique

La Figure 81 présente le jeu des failles de notre zone d'étude au cours du temps. Il est intéressant de constater que les failles ont une distribution particulière en fonction de leur durée d'activité :

- Les failles qui jouent durant tout le Jurassique sont situées dans le quart NE et SE.
- Les failles qui jouent durant au Lias et Bajocien sont localisées dans le quart SW.
- Les failles qui jouent à l'Oxfordien sont restreintes au quart NW.



**Figure 84 : Cartographie des failles en fonction du temps pour la zone Sud-Ouest du Bassin de Paris d'après l'étude des données sismiques.**

L'étude combinée de la sismique et de la carte d'anomalie magnétique permet de préciser la structuration du secteur Sud-Ouest du Bassin de Paris. Ainsi, l'importance du jeu de failles orientées NE-SW (failles de socle) est mise en évidence.

#### **6.4 LES SYSTEMES SEDIMENTAIRES DU JURASSIQUE DU SUD-OUEST DU BASSIN DE PARIS : CARACTERISTIQUES ET CAUSES – DEFORMATION VS. CLIMAT**

Cinq grands systèmes sédimentaires se succèdent au cours du temps :

1. Les alternances argiles et calcaires du Sinémurien-Pliensbachien,
2. Les argiles plus ou moins riches en matière organique du Toarcien,
3. Les calcaires bioclastiques du Bajocien inférieur,
4. Les calcaires du Bathonien,
5. Les calcaires fins parfois à récifs de l'Oxfordien.

Il faudrait y rajouter les argiles plus ou moins calcaires du Kimméridgien supérieur et les calcaires fins du Tithonien, tronqués dans la région étudiée par la discordance néo-cimmérienne.

Ces systèmes s'agencent dans les cycles stratigraphiques transgressifs - régressifs de 2<sup>ème</sup> ordre : 1, 2 et 3 dans le cycle Carnien – Bajocien inférieur, 4 (en partie) dans le cycle Bajocien supérieur – Bathonien moyen (?) et 4 (en partie) et 5 (en partie) dans le cycle Bathonien moyen (?) – intra Oxfordien supérieur. La discordance mid-cimmérienne s'exprime à la limite entre les systèmes 3 et 4.

#### 6.4.1 Sinémurien-Pliensbachien : alternances argiles - calcaires

- **Faciès sédimentaire** : alternances d'argiles calcaires et de calcaires argileux à texture mudstone/wackestone à bioclastes désarticulés, déposées en rampe externe (domaine marin ouvert supérieur) et contrôlées par les variations climatiques dues aux cycles de Milankovitch (Hanzo *et al.*, 2000 ; Guillocheau *et al.*, 2002).
- **Géométrie sédimentaire** : horizontale aggradante.
- **Vitesses de sédimentation** : 0,5-15 m/Ma.
- **Déformations syn-dépôt**: nombreuses failles actives ; première phase d'extension – paroxysme de l'extension.
- **Régime de déformation de l'ouest de la plaque eurasiatique** : début du rift de la Téthys alpine (paroxysme de l'extension : Hettangien – Sinémurien) – rift sous-marin.
- **Paléolatitudes** : N33° (Paris).
- **Climat - paléotempérature** : 20-22° C (Dera *et al.*, 2009) – Pliensbachien supérieur : 10°C.
- **Climat - Paléoprécipitation** : Hettangien, saison contrastée (paléobotanique - Thévenard, 1992).

Discussion : Il est *a priori* contradictoire d'avoir simultanément (i) un paroxysme d'extension pour un bassin intracratonique (même s'il est très faible en termes de déplacement horizontal), (ii) des vitesses de sédimentation très basses, (iii) des faciès très homogènes (dans le temps et dans l'espace) peu profonds, sans émergence et ni lacunes importantes et (iv) des géométries aggradantes. Compte tenu du faible taux d'accommodation et du jeu des failles, des prismes progradants avec érosion et donc des lacunes, auraient été attendus. Cela suppose donc un fort couplage entre déformation, création d'espace disponible, d'une part, et apports terrigènes argileux et production carbonatée, d'autre part, le volume des sédiments n'étant produits / déposés qu'en fonction de l'espace disponible.



#### 6.4.2 Toarcien : Argiles plus ou moins riches en matière organique

- **Faciès sédimentaire** : argiles riches en matière organique (ici uniquement à l'est du secteur étudié), puis s'enrichissant en calcaires. Dans le centre du bassin de Paris, Bessereau et al. (1995) ont montré (1) que les Schistes Cartons (niveaux riches en matière organique) se déposaient (1) dans le large inférieur, sous la limite d'action des vagues de tempêtes, (2) dans une condensation de la série (rétrogradation) permettant la préservation de la forte production biologique algale planctonique.
- **Géométrie sédimentaire** : horizontale aggradante.
- **Vitesses de sédimentation** : 5-27,5 m/Ma.
- **Déformations syn-dépôt**: peu de données sont disponibles sur les déformations toarciennes à l'échelle de l'ouest de l'Europe : il est admis que l'extension du rift téthysien alpin, initiée à l'Hettangien, se poursuit.
- **Paléolatitudes** : N32° (Paris).
- **Climat - paléotempérature** : 20-25 °C (Dera *et al.*, 2009), Toarcien inférieur : 25-30°C.
- **Climat - Paléoprécipitation** : humide (Kaolinite, Dera *et al.*, 1999b)

Discussion : Comme souvent, un approfondissement majeur avec préservation de matière organique correspond à un triple événement tectonique, climatique et eustatique : (1) c'est un changement majeur du mode de subsidence, entre un contrôle de courte longueur d'onde (Pliensbachien) et un de moyenne à grande longueur d'onde et (2) c'est un brutal réchauffement (15 à 20°C ! Dera *et al.*, 2011) lié à un enrichissement en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère terrestre et (3) enfin c'est un haut eustatique. Dans le cas du bassin de Paris, il est raisonnable de penser que (i) la transgression eustatique, probablement forcée par la croissance de la vitesse de subsidence à l'échelle du cycle de 2<sup>ème</sup> ordre, conduit à conditions nécessaires (la condensation) pour (ii) préserver la matière organique produite en réponse à l'excès de CO<sub>2</sub> atmosphérique, dans (iii) un régime de subsidence flexurale qui contrôle une distribution spatiale homogène, sans apport ou production locale.

#### 6.4.3 Bajocien inférieur : Calcaires bioclastiques

- **Faciès sédimentaire** : L'essentiel de la production carbonatée est due à des bioclastes, avec quelques oïdes et péloïdes, déposés sur une rampe, plutôt en position proximale (forte action des vagues – le rôle des marées est peu clair). Ce système peut émerger, avec précipitation d'évaporites sulfatées.
- **Géométrie sédimentaire** : horizontal aggradant.

- **Vitesses de sédimentation** : 3-22,5 m/Ma (incluant l'Aalénien) ; 10-92,5 m/Ma (excluant l'Aalénien).
- **Déformations syn-dépôt**: nombreuses failles actives ; première phase d'extension – moins marquée que l'extension du Lias inférieur et moyen.
- **Régime de déformation de l'ouest de la plaque eurasiatique** : La discordance à la base Jurassique moyen (Toarcien terminal-Aalénien ; discordance mid-cimérienne) est un événement particulièrement marqué en Mer du nord, en France et en Allemagne, mais également sur les bordures de la Téthys atlantique (future Océan atlantique central). En mer du Nord, elle enregistre un bombement thermique, précurseur du rift (Underhill et Partington, 1993). Elle enregistre une réorganisation cinématique majeure avec, au niveau de Gondwana, la mise en place des rifts des Océans somali et mozambicains (le rift commence dès le Toarcien et les premières accrétions océaniques ont lieu à l'Oxfordien). Dans le centre du bassin de Paris, elle correspond à une déformation de moyenne à grande longueur d'onde avec localement une suppression d'espace disponible (-5/+2 m/Ma – Guillocheau *et al.*, 2000) et un changement du mode de subsidence.
- **Paléolatitute** : N31° (Paris).
- **Climat - paléotempérature** : limite Bajocien moyen/supérieur (Brigaud *et al.*, 2009 -  $\delta^{18}\text{O}$  sur bélemnites, coquilles de bivalves et dents de poisson) : 20°C à 22°C. D'après Dera *et al.* (2011), la température moyenne de l'Europe de l'ouest serait égale ou inférieure à celle du Lias inférieur et moyen.
- **Climat - Paléoprécipitation** : en partie aride (évacorites dans la vallée de la Creuse).

Discussion : L'âge exact de la déformation mid-cimmérienne est mal contraint. En Lorraine (Guillocheau *et al.*, 2002), l'essentiel des dépôts tidaux à ooïdes ferrugineux se déposent durant le Toarcien terminal, seul le sommet de la Formation ferrugineuse et l'émersion terminale sont d'âge Aalénien basal. La sédimentation reprend à la base du Bajocien avec les Marnes à discites. Un prisme carbonaté aalénien, temps équivalent de la lacune nord, se dépose en Bresse (Rousselle, 1996). Un scénario identique pourrait être envisagé dans le sud-ouest du bassin avec lacune de l'Aalénien au nord et développement d'un prisme carbonaté au sud, sur l'actuel seuil du Poitou. Le bombement mid-cimmérien affecterait donc l'ensemble du bassin de Paris, seules ses bordures téthysiennes (la Bresse) et aquitaines (le Poitou) seraient des domaines subsidents préservant les prismes de bas niveau.

L'âge de la fin de l'extension est bien contraint, il correspond à la zone à humphriesianum, discontinuité majeure à l'échelle du bassin. Cette extension correspondant à la fin du rift

téthysien alpin : cette discontinuité fini-Bajocien supérieur pourrait correspondre à la « break-up unconformity » de l'Océan téthysien alpin.

#### 6.4.4 Bathonien : Calcaires

- **Faciès sédimentaire** : Le faciès dominant est un mélange de bioclastes et d'ooïdes biocorrochés avec des boues micritiques issues de la biocorrosion, le tout étant bioturbé et déposé dans un domaine marin plus ou moins protégé de l'action des vagues et des marées. Quelques faciès de rampes proximales ooïdiques ou bioclastiques ou de lagons à boue micritique à stromatolithes et lignites existent également.
- **Géométrie sédimentaire** : horizontale progradante à l'ouest et progradante-aggradante à l'est (en direction du « sillon marneux »).
- **Vitesses de sédimentation** : 10-75 m/Ma.
- **Déformations syn-dépôt** : initiation d'un régime de subsidence flexural de moyenne à grande longueur d'onde – quelques failles majeures de socle encore actives.
- **Régime de déformation de l'ouest de la plaque eurasiatique** : aucun événement signalé. En Mer du Nord, le maximum de transgression est atteint à la base du Bathonien (comme en Lorraine) et non au Bajocien inférieur comme dans le centre du Bassin de Paris.
- **Paléolatitudes** : N28°-N30° (Paris).
- **Climat - paléotempérature** : 20-27°C (Picard *et al.*, 1998). D'après Dera *et al.* (2011), la température moyenne de l'Europe de l'ouest serait 5° à 10°C plus faible que celle du Lias inférieur et moyen. Il y a donc ici contradiction entre les données.
- **Climat - Paléoprécipitation** : humide (lignites).

Discussion : Le Bathonien est caractérisé par une forte aggradation (géométrie et évolution verticale des faciès). Les surfaces d'inondation maximale et de régression maximale varient à l'échelle de l'Europe (inondation maximale : Bajocien supérieur contre Bathonien inférieur dans le nord de l'Europe) ou du bassin de Paris (régression maximale : Bathonien moyen contre Bathonien inférieur – Zigzag zone – Yeovilensis subzone). En l'absence de déformations significatives connues à l'échelle de l'Europe, compte tenu des désaccords sur les variations eustatiques (Bajocien supérieur, Haq *et al.*, 1987 contre Bathonien inférieur, Graciansky *et al.*, 1998) ou sur les données paléoclimatiques (différence de tendances entre les données isotopiques de l'oxygène entre les bélemnites et les bivalves, ces dernières donnant deux pics plus chauds au Bajocien supérieur et Bathonien inférieur, Dera *et al.*, 2011), ces différences ne peuvent être expliquées que par des variations du bilan A/S

(accommodation – flux sédimentaire). Pour la surface de régression maximale qui arrive plus tard dans le sud-ouest du bassin de Paris, ceci implique pour la région considérée soit une subsidence plus faible, soit une production carbonatée plus importante. Ces deux processus ne sont pas antagonistes dans le cas considéré.

#### 6.4.5 Oxfordien : Calcaires fins, parfois récifaux

- **Faciès sédimentaire** : Cinq grands faciès ont été identifiés:
  1. Les sables-granules à ooides ferrugineux : niveau condensé remarquable,
  2. Les argiles terrigènes plus ou moins calcaires, de rampe externe (large inférieur à supérieur),
  3. Les calcaires fins,
  4. Les calcaires récifaux, de sommet de rampe – arrière rampe,
  5. Les calcaires oolithiques, de rampe interne.

Le faciès carbonaté volumétriquement le plus important est constitué par les boues calcaires (calcaires fins), présents depuis la rampe médiane, la plate-forme plate peu profonde protégée et le lagon.

- **Géométrie sédimentaire** : progradation d'une plate-forme mixte terrigène (pieds et front des clinoformes) – carbonatée (haut des clinoformes et plate-forme plate peu profonde amont) (Figure 82).
  - Hauteur des clinoformes : 80-200 m
  - Les clinoformes sont en downlap sur un niveau condensé : le Repère Inférieur Oolithique (RIO), de plus en plus condensé vers l'ouest.
  - Trois géométries se succèdent : (1) progradation-aggradation, (2) prisme de bas niveau (surface de non conformité dans la zone à bimammatum, sous-zone à hauffianum) et (3) progradation-aggradation avec une tendance à l'aggradation de plus en plus marquée.
- **Vitesses de sédimentation** : 80-100 m/Ma.
- **Déformations syn-dépôt**: paroxysme d'une subsidence flexurale de grande longueur d'onde – quelques failles majeures de socle encore actives.
- **Régime de déformation de l'ouest de la plaque eurasiatique** : Le Jurassique supérieur enregistre (1) l'évolution définitive de la plate-forme ouest européenne (Espagne, France, sud Allemagne) comme étant la marge nord de la Téthys alpine et (2) l'accélération de l'extension du rift de la mer du Nord. Ce dernier s'effectue en plusieurs stades (Evans *et*

*al.*, 2003) : base Callovien, intra Oxfordien supérieur (limite des zones boréales glosense et serratum), intra Kimméridgien inférieur (limite des zones baylei et cymodoce), intra Kimméridgien supérieur (intra-eudoxus).

- **Paléolatitudo** : N26° (Paris).
- **Climat - paléotempérature** : Au premier ordre (Dera *et al.*, 2011), l'intervalle Callovien à Tithonien enregistre une augmentation de température d'au moins 10°C. De nouveau, les données isotopiques de l'oxygène sur les bélemnites et les bivalves ne sont pas en accord : la période la plus froide serait au Bathonien pour les bélemnites et au Callovien moyen pour les bivalves. Les données acquises dans le bassin de Paris pour le Callovien (Dromart *et al.*, 2003a; Dromart *et al.*, 2003b) fondées sur des mesures de  $\delta^{18}\text{O}$  sur des dents de requins montrent des températures de 20° à 26°C pour le Callovien. Des données similaires (dents de poissons) montrent une évolution de température 20°-24°C à l'Oxfordien inférieur-moyen à 26°-28°C au Kimméridgien inférieur (Brigault *et al.*, 2008). Dans la même étude, les données d'huîtres (organismes benthiques dépendant du milieu) montrent une fluctuation de 20°-22°C à 22°-24° C de l'Oxfordien inférieur (cordatum) à moyen, (base transversarium) puis de 16°-18° C à 24°-26° C de l'Oxfordien supérieur (bifurcatus) au Kimméridgien inférieur (cymodoce). Que valent ces données d'organismes benthiques ?
- **Climat - Paléoprécipitation** : en partie aride au Jurassique supérieur (évaporites). Les données palynologiques d'Abbink *et al.* (2001) sur le sud de la mer du Nord suggèrent un passage d'un domaine aride (Callovien supérieur), à plus humide (Oxfordien inférieur), puis aride (Oxfordien supérieur), avant une humidification importante au Kimméridgien.

Discussion : Cette période est caractérisée par le plus fort taux de création d'espace disponible (cette étude et Guillocheau *et al.*, 2000) du Jurassique du bassin de Paris. Cette création peut s'expliquer par la conjonction (1) de l'évolution en marge passive de la plate-forme ouest européen (subsidence thermique généralisée) et (2) de la montée du niveau de la mer à long terme (Haq *et al.*, 1987 ; Hallam, 1988).

La géométrie progradante implique, malgré une « forte » création d'espace disponible (pour un bassin intracratonique), un flux sédimentaire important et donc une production carbonatée importante. La production carbonatée augmente au cours du Callovien – Oxfordien. La première raison est une crise de productivité carbonatée mondiale durant le Callovien (Dromart *et al.*, 2003a; Dromart *et al.*, 2003b) qui se traduit par une très faible alcalinité de l'eau de mer au Callovien, avant une reprise à l'Oxfordien du fait d'une baisse eustatique (à court terme x1 Ma) favorisant la reprise de l'érosion des silicates sur les continents et donc

une augmentation des ions bicarbonates dans les océans. La reprise de la production est peut-être également favorisée par l'augmentation globale de température. Quoi qu'il en soit, la production carbonatée est due à la production de particules fines (biocorrosion ?) dont le seul facteur limitant semble être l'évolution vers des milieux de plaine côtière (lagon *s.l.*) avec le développement de faciès évaporitiques. Les mécanismes de cette production de boue micritique restent à travailler.

Le prisme de bas niveau de l'Oxfordien supérieur (zone à *bimammatum*, sous-zone à *hauffianum*) résulte d'une baisse du niveau marin relatif (suppression d'espace disponible). Deux causes sont possibles, tectonique et/ou eustatique. Pour Haq et al. (1987), recalibrée par Hardenbol et al. (1998), la base de l'Oxfordien supérieur correspond à une baisse eustatique, en accord avec les données de Hallam (1988). Les évidences d'instabilités tectoniques (seismites), observées par Dugué (1995, 1998) en Normandie, sont localisées dans la Formation du Calcaire gréseux d'Hénnequeville, soit la limite des zones *serratum-glosense*. Elles sont de même âge que l'accélération de l'extension en Mer du nord, mais plus vieilles que la chute du niveau marin relatif qui nous occupe. Dans l'est du bassin de Paris, la faille de Metz et le « synclinal » du Luxembourg sont actifs durant la base de l'Oxfordien moyen (zone à *plicatilis*, sous-zone à *vertebrale*) et ne peuvent donc pas correspondre la suppression d'espace disponible ici considérée. La chute du niveau marin relatif de l'Oxfordien supérieur semble donc être d'origine eustatique.

## BERRY

## BOURGOGNE

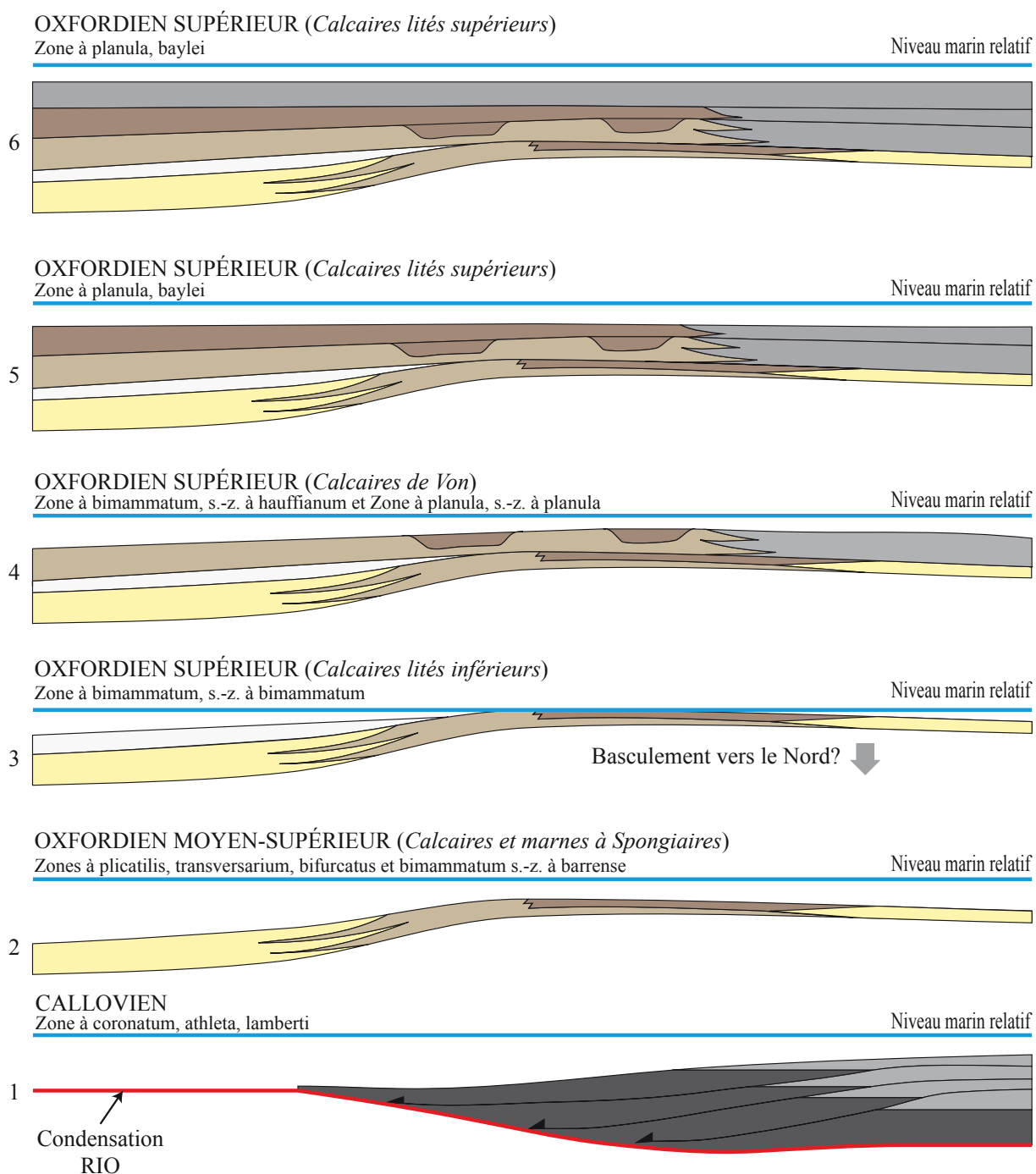


Figure 85 : Évolution tectono-sédimentaire entre le Berry et la Bourgogne pendant le Jurassique supérieur





---

# CONCLUSIONS GENERALES

---



## CONCLUSIONS GENERALES

---

L'objectif de ce travail était d'effectuer une synthèse géologique régionale d'une partie du Bassin de Paris, sa partie Sud-Ouest, située à l'Ouest du système de failles de la Loire. Ce travail était justifié par la mise à disposition par le BRGM d'un jeu de données de lignes de sismique réflexion retraitées, en plus des données publiques de puits en vue de recherches de ressources en eau ou pétrole. Ces données étaient l'occasion unique de caractériser les déformations subtiles d'un bassin intracratonique très peu subsident et d'en caractériser les différentes longueurs d'onde.

Le Sud-Ouest du Bassin de Paris est une zone singulière par sa position paléogéographique : elle accumule peu de sédiments au Jurassique inférieur et moyen, donc faiblement subsident, mais qui montre des lignes de faciès franchissant l'Ouest de l'actuel Massif central et se continuant dans le bassin d'Aquitaine (Enay et Mangold, 1980 ; Lefavrais *et al.*, 1990) : c'est donc un domaine de transition.

### METHODE EMPLOYEE

L'accès aux géométries 2D et 3D supposait d'obtenir (1) les meilleurs calages possibles des lignes sismiques, tant en âge qu'en faciès et (2) les meilleures corrélations de puits disposant de diagaphies, également calés en âge et en faciès.

La démarche utilisée consistait, à partir de données d'affleurements d'âge (biozones d'ammonites) et de faciès connus, à habiller (1) les forages de recherche d'eau de la Banque du Sous-Sol (BSS) proches des affleurements (de quelques kilomètres) puis (2) deux forages pétroliers de référence : Boussay 1 (Est du bassin) et Saint-Gorges-sur Moulon 1 (Ouest du bassin). Cet exercice d'habillage des puits diagraphiés a permis, pour chaque niveau stratigraphique, d'établir un modèle de signatures diagraphiques des différents faciès sédimentaires.

Ces analyses à différentes échelles de résolution verticale (z), de l'affleurement à la sismique, ont permis :

- d'établir un découpage en plusieurs ordres de cycles stratigraphiques
- de reconstituer en 2D (x, z), par corrélation de puits, la géométrie de ces cycles à une résolution spatiale verticale de quelques dizaines de centimètres
- de caractériser en 2D (x, z – secondes temps-double) la géométrie des failles et des sédiments à une résolution spatiale verticale de quelques dizaines de mètres
- de dessiner des cartes d'isopaques (x, y) à partir des lignes sismiques, converties en profondeurs vraies (en mètres)

## RESULTATS

1. Une **synthèse biostratigraphique du Trias et du Jurassique** de l'ensemble du bassin de Paris a été effectuée, afin de séparer ce qui était réellement daté de ce qui ne l'était que réputé. Un effort tout particulier a été porté sur le Trias, grâce à l'aide d'un palynologue spécialiste de cette période, remettant en cause certains âges.

2. L'**analyse de la déformation** à partir des données sismiques a permis de caractériser deux ordres de longueurs d'onde : (1) des failles de courte (x1 km) et moyenne (x10 km) longueurs d'onde correspondant soient à des failles intra- « blocs » hercyniens ou délimitant les « blocs » hercyniens constitutifs du socle du bassin et (2) des déformations souples (antiformes et synformes) de moyenne (x10 km) à grande (x100 km) longueurs d'onde.

- Deux grandes périodes d'extension ont été caractérisées : au Sinémurien-Pliensbachien et au Bajocien inférieur (débutant peut-être dès l'Aalénien). Elles enregistrent l'extension alpine, qui est donc très diffuse à l'échelle de la plaque ouest-européenne. Le Toarcien apparaît comme une période moins active : la cause de ralentissement n'est pas connue.
- A partir du Bathonien, le contrôle courte longueur d'onde de la déformation est de moins en moins important, même si certaines failles demeurent actives, même au paroxysme de la subsidence flexurale de moyenne à grande longueur d'onde durant le Callovien – Oxfordien et le Kimméridgien.
- Deux périodes de déformation de moyenne à grande longueur d'onde ont été caractérisées : les déformations mid-cimmérienne (Toarcien terminal – Aalénien) et néo-cimmérienne (intra-Berriasienne). Le mode de déformation est toujours discuté (compressif vs. extensif) : elles enregistrent clairement des déformations globales, relativement brèves, correspondant à des réorganisations de mouvements de plaques lithosphériques.
- La vitesse de sédimentation, dans un contexte de milieu marin de plate-forme est un bon proxy de la subsidence, la vitesse de sédimentation augmentant de 0,5-15 m/Ma (Sinémurien - Pliensbachien) à 80-100 m/Ma (Jurassique supérieur), il est raisonnable d'envisager une même tendance pour la subsidence. Les valeurs du Jurassique inférieur et moyen sont beaucoup plus faibles que celles du centre du bassin, mais de même ordre de grandeur pour le Jurassique supérieur.
- Il est paradoxal de voir le paroxysme de contrôle tectonique extensif (Sinémurien – Bajocien) coïncider avec les plus faibles vitesses de sédimentation et inversement d'avoir un contrôle minimal (Jurassique supérieur) au moment des fortes vitesses de sédimentation.

3. Ce travail a permis d'étendre au Sud-Ouest du Bassin de Paris, les **cycles et géométries sédimentaires** observées dans le centre du bassin.

- Quatre cycles de 2<sup>ème</sup> ordre ont été identifiés (Carnien - Bajocien inférieur, Bajocien supérieur - Bathonien moyen ?, Bathonien moyen ? - intra Oxfordien supérieur, intra Oxfordien supérieur – Berriasien ?). Ces limites sont légèrement différentes de celles du centre du bassin, soit en raison d'erreurs d'analyse (Aalénien vs. Bajocien inférieur), soit car elles sont liées à un signal stratigraphique différent du à un effet de production carbonatée modifiant le bilan A/S (Oxfordien moyen vs. intra Oxfordien supérieur).

- Les géométries du Jurassique inférieur et moyen sont globalement aggradantes, avec une légère tendance à la progradation - aggradation au Bathonien, celles du Jurassique supérieur sont progradantes-aggradantes avec une suppression d'accommodation (prisme de bas niveau) à la base du Jurassique supérieur.

#### 4. Retour sur l'enregistrement sédimentaire :

- Les déformations de courte longueur d'onde de type failles ne génèrent pas de cycles stratigraphiques
- Les déformations de grande longueur d'onde, pour au moins l'événement mid-cimmérien, induit une perturbation de la subsidence, qui génère le cycle de 2<sup>ème</sup> ordre. Ceci n'est pas prouvé pour le cycle Bathonien moyen ? - intra Oxfordien supérieur ni pour le cycle intra Oxfordien supérieur – Berriasien ?
- Tout comme pour la déformation, il est paradoxal d'avoir des géométries aggradantes sans lacunes majeures durant les périodes de faibles vitesses de sédimentation (Sinémurien – Pliensbachien, 0,5-15 m/Ma) et des géométries progradantes durant les périodes de fortes vitesses de sédimentation (Jurassique supérieur, 80-100 m/Ma). On s'attendrait à avoir des géométries progradantes en période de faible espace disponible et inversement des géométries aggradantes en période de fort espace disponible. La production carbonatée par sa régulation (Jurassique inférieur) ou son accélération (Jurassique inférieur) est le facteur majeur du contrôle des géométries sédimentaires.









## PERSPECTIVES

---

Notre travail s'est arrêté au seuil du Poitou. Il serait intéressant de voir la continuité des géométries mis en évidence dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris au-delà du seuil du Poitou et de corrélérer les puits au sein du Bassin d'Aquitaine.

L'utilisation des puits de la base de données immense qu'est la Banque de donnée du Sous-Sol (BSS) n'est pas à négliger dans les travaux futurs. Cette base présente des données de qualité hétérogène mais reste un outil indispensable pour contraindre les bordures du Bassin de Paris ou lorsque la densité des puits pétrolière n'est pas suffisante pour effectuer des corrélations diagaphiques précises. Les données acquises au cours de ce travail permettront de mieux contrôler la bordure Sud-Ouest des modélisations géologiques 3D futures.

L'utilisation des cartes d'anomalies magnétique revêt une importance fondamentale pour la poursuite de l'étude structurale et sédimentaire du bassin de Paris et plus particulièrement sur la localisation des bassins permien. En effet, dans le but de vérifier l'hypothèse de l'influence d'une structuration hercynienne contrôlant la localisation des bassins permien, il est nécessaire de combiner un travail de pointé sismique à l'échelle du Bassin de Paris et une analyse fine des cartes magnétiques. L'analyse de ces cartes, combinée aux données de puits et à la sismique permettrait une cartographie relativement précise des bassins permien et permettrait de vérifier leur influence sur la localisation des dépôts centre liasiques ainsi que de quantifier le contrôle tectonique sur ces dépôts.



# BIBLIOGRAPHIE

---

- ABBINK O., TARGARONA J., BRINKHUIS H. & VISSCHER H. (2001) - Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea - *Global and Planetary Change*, **30**, 3-4, 231-256 p.
- ADLOFF M.C. & DOUBINGER J. (1982) - Etude palynologique du Rhétien et de l'Hettangien de cinq sondages situés dans les environs de Mersch - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **19**, 2, 9-20 p.
- ADLOFF M.C., DOUBINGER J. & GEISLER D. (1982) - Etude palynologique et sédimentologique dans le Muschelkalk moyen de Lorraine. Aspects stratigraphiques, paléocéologiques et paléogéographiques - *Sciences de la Terre*, **XXV**, 2, 91-104 p.
- ADLOFF M.C., COUREL L., GIOT D., LACOMBE P. & MARTEAU P. (1987) - Le Trias. In: Géologie Profonde de la France, Thème 2 - Anomalie magnétique du bassin de Paris - *Documents du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **136**, 27-30 p.
- ADLOFF M.C., COUREL L., DOUBINGER J., GIOT D., LACOMBE P. & MARTEAU P. (1992) - Le Trias du forage de Sancerre-Couy : la transgression triasique est le témoin d'un haut niveau marin ladinien - *Géologie de la France*, **3-4**, 51-56 p.
- ALCAYDE G. & DEBRAND-PASSARD S. (1980) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Levroux (517). Orléans: BRGM, 32 p. Carte géologique par Alcayade G. & Debrand-Passard S. (1980).
- ALLOUC J. & GUERIN-FRANIATTE S. (1981) - Le Domérien supérieur et le Toarcien inférieur en Lorraine centrale : nouvelles observations lithostratigraphiques et biostratigraphiques à Jouy-aux-Arches, près Metz (Moselle) - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **18**, 2, 45-50 p.
- ARBET F. & LORENZ J. (1986) - Découverte de deux épisodes évaporitiques dans le Dogger du Sud du Bassin de Paris : genèse et paléogéographie - *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série IIa*, **303**, 945-950 p.
- ARTHAUD F. & MATTE P. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe; géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation - *Tectonophysics*, **25**, 1-2, 139-171 p.
- AUTRAN A., CASTAING C., DEBEGLIA N., GUILLEN A. & WEBER C. (1986) - Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie

magnetique du bassin de Paris; hypothese d'un rift paleozoique referme au Carbonifere - *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8), II, 1, 125-141 p.

AUTRAN A., LEFORT J.P., DEBEGLIA N., EDEL J.B. & VIGNERESSE J.L. (1994) - Gravity and magnetic expression of terranes and their correlation beneath overstep sequences. *In*: Keppie J. D. E. (Eds.) Pre-Mesozoic Geology in France and Related Area - Springer-Verlag, Berlin, 49-72 p.

BACON M. & GRAY F. (1970) - A gravity survey in the eastern part of the Bay of Biscay - *Earth and Planetary Science Letters*, **10**, 1, 101-105 p.

BALLÈVRE M., BOSSE V., DUCASSOU C. & PITRA P. (2009) - Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones - *Comptes Rendus Geosciences*, **341**, 2-3, 174-201 p.

BALUSSEAU B. (1980). - Le Jurassique inférieur et moyen sur la bordure nord-ouest du Limousin [région de Gouex à l'Isle-Jourdain (Vienne)]: stratigraphie, sédimentologie, cartographie et hydrogéologie. **Thèse 3ème cycle**. Université de Poitiers, 143 p.

BARRIER P. & BOURCIER S. avec la collaboration de LEROUGE G., LORENZ, J., GELY, J.-P., GIOT D., LEBEAU J.-J., MAGET P. (2000) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Bélâbre (592). Orléans : BRGM, 109 p. Carte géologique par P.Barrier, S.Bourcier, G. Lerouge, J. Lorenz, C. Lorenz (2000).

BARRIER P. & GAGNAISON C. avec la collaboration de DESPRIE J., GIOT D., LORENZ J., MAGET P. (2005) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Le Blanc (568). Orléans : BRGM, 145 p. Carte géologique par Barrier P., Gagnaison C., Giot D. (2005)

BASILE C. 2006 - A new interpretation of Stephanian deformation in the Decazeville basin (Massif Central, France): consequences on late Variscan tectonism - *International Journal of Earth Sciences*, **95**, 5, 791-801.

BENARD F., CHARPAL O.D., MASCLE A. & TREMOLIERES P. (1985) - Mise en évidence d'une phase de serrage Est-Ouest au Crétacé inférieur en Europe de l'Ouest. - *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série IIa*, **300**, 765-768 p.

BILL M., O'DOHERTY L., GUEX J., BAUMGARTNER P.O. & MASSON H. (2001) - Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites; constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection - *Geological Society of America Bulletin*, **113**, 1, 129-143.

- BLES J.L., BONIJOLY D., CASTAING C. & GROS Y. (1989) - Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European Plate); comparison with geodynamic data - *Tectonophysics*, **169**, 1-3, 79-111.
- BERNARD F., BIZON J.J. & OERTLI H.J. (1956) - Ostracodes lacustres du Bathonien du Poitou (Bassin de Paris) - *Bulletin de la Société Géologique de France*, (6), **VI**, 753-770 p.
- BOILLOT G. & CAPDEVILA R. (1977) - The Pyrenees: subduction and collision? - *Earth and Planetary Science Letters*, **35**, 151-160 p.
- BOILLOT G. (1986) - Comparaison between the Galicia and Aquitaine margins - *Tectonophysics*, **129**, 243-256 p.
- BONIJOLY D., PERRIN J., ROURE F., BERGERAT F., COUREL L., ELMIS S. & MIGNOT A. (1996) - The Ardèche palaeomargin of the South-East Basin of France; Mesozoic evolution of a part of the Tethyan continental margin (Geologie Profonde de la France Programme) - *Marine and Petroleum Geology*, **13**, 6, 607-623.
- BOULLIER A., BARRIER P., LORENZ J. & GAGNAISON C. (2001) - Apport des brachiopodes à la stratigraphie de l'Oxfordien de la marge Sud du Bassin parisien - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **38**, 2, 3-18 p.
- BOURGEOIS O., FORD M., DIRAISON M., LE CARLIER DE VESLUD C., GERBAULT M., PIK R., RUBY N. & BONNET S. (2007) - Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland - *International Journal of Earth Sciences*, **96**, 6, 1003-1031.
- BOURGUEIL B., GABILLY J., COIRIER B. & MOREAU P. (1962) - Notice explicative de la feuille de Chauvigny au 1/50 000. - *Carte géologique n°590, BRGM*.
- BOURQUIN S. & GUILLOCHEAU F. (1996) - Keuper stratigraphic cycles in the Paris basin and comparison with cycles in other peritethyan basins (German basin and Bresse-Jura basin) - *Sedimentary Geology*, **105**, 3-4, 159-182 p.
- BOURQUIN S., ROBIN C., GUILLOCHEAU F. & GAULIER J.-M. (2002) - Three-dimensional accommodation analysis of the Keuper of the Paris Basin: discrimination between tectonics, eustasy and sediment supply in the stratigraphic record - *Marine and Petroleum Geology*, **19**, 4, 469-498 p.
- BOURQUIN S., PERON S. & DURAND M. (2006) - Lower Triassic sequence stratigraphy of the western part of the Germanic Basin (west of Black Forest): Fluvial system evolution through time and space - *Sedimentary Geology*, **186**, 3-4, 187-211 p.

- BOURQUIN S., DURAND M., DIEZ J.B., BROUTIN J. & FLUTEAU F. (2007) - The Permian-Triassic boundary and lower Triassic sedimentation in western European basin: an overview - *Journal of Iberian Geology*, **33**, 2, 221-236 p.
- BOURQUIN S., GUILLOCHEAU F. & PERON S. (2009) - Braided rivers within an arid alluvial plain (example from the Lower Triassic, western German Basin); recognition criteria and expression of stratigraphic cycles - *Sedimentology*, **56**, 7, 2235-2264.
- BOURROUILH R., RICHERT J.P. & ZOLNAÏ G. (1995) - The North Pyrenean Aquitaine Basin, France: Evolution and Hydrocarbons - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **79**, 6, 831-853 p.
- BRGM, ESSO & SNPA (1974). - Géologie du bassin d'Aquitaine *In* : Bureau de Recherches Géologiques et Minières Eds. Orléans. BRGM.p.
- BRIGAUD B., PUCÉAT E., PELLENARD P., VINCENT B. & JOACHIMSKI M.M. (2008) - Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian-Early Kimmeridgian) inferred from  $\delta^{18}\text{O}$  of Paris Basin oyster shells - *Earth and Planetary Science Letters*, **273**, 1-2, 58-67 p.
- BRIGAUD B., DURLET C., DECONINCK J.-F., VINCENT B., PUCEAT E., THIERRY J. & TROUILLER A. (2009) - Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp; a sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France) - *Sedimentary Geology*, **222**, 3-4, 181-206 p.
- BRUNET M.F. & LE PICHON X. (1982) - Subsidence of the Paris basin - *Journal of Geophysical Research*, **87**, 8547-8560 p.
- BRUNET M.F. (1991). - Subsidence et géodynamique du Bassin d'Aquitaine. Relation avec l'ouverture de l'Atlantique. **Thèse de doctorat**. Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 161 p.
- BURG J.P., BRUN J.P. & VAN DEN DRIESSCHE J. (1990) - The Sillon Houiller (French Massif Central): a transfer fault during crustal thinning of the Variscan belt? - *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série IIa*, **311**, 1, 147-152 p.
- BURG J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. & BRUN J.P. (1994) - Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences - *Géologie de la France*, **3**, 33-51 p.

- CARIOU E. (1961) - Contribution à l'étude du Callovien sur le versant parisien du détroit du Poitou entre les vallées de la Vienne et du Thouet. - *Travaux de l'Institut de géologie et d'Anthropologie Préhistorique*, **2**, 1, 37-93 p.
- CARIOU E. & HANTZPERGUE P. (1997) - Biostratigraphie du jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles - *Mémoire Elf-Aquitaine*, **17**, 421 p.
- CARPENTIER C. (2004). - Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris. **Thèse de doctorat**. Ecole doctorale RP2E. Université de Nancy, 472 p.
- CARPENTIER C., LATHUILLIERE B. & FERRY S. (2004) - La plate-forme carbonatée oxfordienne de Lorraine : arguments pour une ouverture vers la mer Germanique - *Comptes Rendus Geoscience*, **336**, 1, 59-66 p.
- CARPENTIER C., MARTIN-GARIN B., LATHUILLIERE B. & FERRY S. (2006) - Correlation of reefal Oxfordian episodes and climatic implications in the eastern Paris Basin (France) - *Terra Nova*, **18**, 3, 191-201 p.
- CARPENTIER C., LATHUILLIERE B. & FERRY S. (2010) - Sequential and climatic framework of the growth and demise of a carbonate platform: implications for the peritidal cycles (Late Jurassic, North-eastern France) - *Sedimentology*, **57**, 4, 985-1020 p.
- CASTAING C., AUTRAN A., DELPONT G. & TURLAND M. (1984) - Evolution des différents contextes tectoniques et géodynamiques du socle du bassin de Paris depuis le Protérozoïque - *Documents du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **81**, 2, 163-183 p.
- CATUNEANU O., ABREU V., BHATTACHARYA J.P., BLUM M.D., DALRYMPLE R.W., ERIKSSON P.G., FIELDING C.R., FISHER W.L., GALLOWAY W.E., GIBLING M.R., GILES K.A., HOLBROOK J.M., JORDAN R., KENDALL C.G.S.C., MACURDA B., MARTINSEN O.J., MIALI A.D., NEAL J.E., NUMMEDAL D., POMAR L., POSAMENTIER H.W., PRATT B.R., SARG J.F., SHANLEY K.W., STEEL R.J., STRASSER A., TUCKER M.E. & WINKER C. (2009) - Towards the standardization of sequence stratigraphy - *Earth Sciences Review*, **92**, 1-2, 1-33.
- CECCA F., MARTIN GARIN B., MARCHAND D., LATHUILLIERE B. & BARTOLINI A. (2005) - Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic) - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **222**, 1-2, 10-32 p.

- CHEVALIER F., GUIRAUD M., GARCIA J.P., DOMMERGUES J.L., QUESNE D., ALLEMAND P. & DUMONT T. (2003) - Calculating the long-term displacement rates of a normal fault from the high-resolution stratigraphic record (early Tethyan rifting, French Alps) - *Terra Nova*, **15**, 6, 410-416 p.
- CHOUKROUNE P. (1976) - Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne - *Mémoire de la Société Géologique de France*, **127**, 1-116, p.
- COLLIN P.Y. (2000). - Environnements, géochimie et processus de formation de série condensées au Callovo-Oxfordien : du Bassin de Paris à des considérations globales. **Thèse de doctorat**. Ecole doctorale Image et Modélisation des Objets Naturels. Université de Bourgogne, 282 p.
- CONTINI D. (1970). - L'Aalénien et le Bajocien du Jura franc-comtois: étude stratigraphique. **Thèse de Doctorat**. Univ. de Besançon. Inst. des Sciences Naturelles, 514 p.
- CORBIN J.C., PERSON A., IATZOURA A., FERRÉ B. & RENARD M. (2000) - Manganese in Pelagic carbonates: indication of major Tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin (the Jurassic European Margin of the Tethys–Ligurian Sea) - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **156**, 1–2, 123-138 p.
- COUBES L., DHOSTE M., ILDEFONSE P. avec la collaboration de BAMBIER A. (1984) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Parthenay (565). Orléans : BRGM, 36 p. Carte géologique par Coubes L., Dhoste M., Ildefonse, P., Bambier, A. (1984)
- COUREL L., DURAND M., MAGET P., MAIAUX C., MENILLET F., PAREYN C., DUBOIS P., MARCHAL C. & YAPAUDJIAN L. (1980). - Trias. Synthèse géologique du bassin de Paris. Volume I : Stratigraphie et paléogéographie. C. Mégnien, Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. **101** 37-74 p.
- CROSS T.A., BAKER M.R., CHAPIN M.A., CLARK M.S., GARDNER M.H., HANSON M.S., LESSENGER M.A., LITTLE L.D., McDONOUGH K.J., SONNENFELD M.D., VALASEK D.W., WILLIAMS M.R. & WITTER D.N. (1993). - Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. Subsurface reservoir characterization from outcrop observations. R. Eschard et B. Doligez. Paris, Editions Technip 11-33 p.
- CURNELLE R., DUBOIS P. & SEGUIN J.C. (1980) - Le Bassin d'Aquitaine: substratum anté-Tertiaire et bordures Mézosoïque - *Bulletin du Centre de Recherche de Pau, SNPA*, **3**, 47-58 p.



- CURNELLE R. (1983) - Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'infra-Lias d'Aquitaine - *Bulletin de la Société Nationale Elf Aquitaine*, **7**, 69-99 p.
- CURNELLE R. & DUBOIS P. (1986) - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires Français ; Bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **II, 8ème série**, 4, 529-546 p.
- DAVISON I. (2005) - Central Atlantic margin basins of North West Africa: Geology and Hydrocarbon potential (Marocco to Guinea) - *Journal of African Earth Science*, **43**, 1-3, 254-274 p.
- DEBEGLIA N. & DEBRAND-PASSARD S. (1980) - Principaux accidents tectoniques issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrain (au sens large), dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **22**, 7, 639-646 p.
- DEBELMAS J. (1986) - L'héritage hercynien à l'origine des grands bassins sédimentaires - *Société Nationale Elf-Aquitaine (Production) : Pau, France*, **10**, 1, 151-161 p.
- DEBRAND-PASSARD S. & TINTANT H. (1971) - Observations sur le Jurassique supérieur de l'Indre - *Compte Rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, Fascicule 2 104-105.
- DEBRAND-PASSARD S., LABLANCHE G., HALFON J., BUISSON J.-L. & BAVOUZET F. (1972) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Châteauroux (544). Orléans : BRGM, 18 p. Carte géologique par Debrand-Passard S. (1972).
- DEBRAND-PASSARD S., LORENZ J. & TINTANT H. (1974) - Précisions sur le passage Dogger-Malm et la série Jurassique supérieur dans le Sud du bassin de Paris (région d'Issoudun, Indre) - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **XVI, (7)**, 4, 470-475 p.
- DEBRAND-PASSARD S. & MEDIONI R. (1975) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Issoudun (545). Orléans : BRGM, 26 p. Carte géologique par Debrand-Passard S. & Médioni R. (1975)
- DEBRAND-PASSARD S., DESPREZ N., BOS P., DURAND E., TRAUTMANN F. & BAMBIER A. (1977) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Bourges (519). Orléans : BRGM, 26 p.
- DEBRAND-PASSARD S., ANDREIEFF P., BOULLIER A., CHATEAUNEUF J.J., DELANCE J.H., FAUCONNIER D., JACOB C., LAURIN B., LORENZ J., MARCHAND D. & TINTANT H.

- (1978a) - Répartition des faunes d'ammonites, de brachiopodes, de foraminifères, d'ostracodes et de flores dans les principales formations lithologiques du Jurassique supérieur de la Champagne berrichonne, département du Cher et de l'Indre - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **15**, 2, 31-51 p.
- DEBRAND-PASSARD S., DELANCE J.H., LORENZ J. & MARCHAND D. (1978b) - Le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur dans les départements du Cher et de la Nièvre; précisions stratigraphiques, paléogéographiques et paléobiogéographiques - *Geologie de la France*, **section I**, 317-331 p.
- DEBRAND-PASSARD S., MEDIONI R. & DESPREZ N. (1978c) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Vatan (518). Orléans : BRGM, 48 p.
- DEBRAND-PASSARD S. & MENOT J.C. (1979). - Caractères sédimentologiques du Jurassique supérieur dans le Sud du bassin de Paris. La sédimentation du Jurassique W-européen - *Association des Sédimentologues Français, Spéciale Publication*. **1** 55-63 p.
- DEBRAND-PASSARD S., MARCHAND D., LORENZ J. & ODIN G.S. (1980) - Les variations de faciès dans le département du Cher à la limite Dogger-Malm. Tentative de reconstitution paléogéographique - *Bulletin de la Société Géologique de France*, (**7**), **XXII**, 567-572 p.
- DEBRAND-PASSARD S. (1982) - Le Jurassique supérieur du Berry - *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **119**, 227 pp.
- DEBRAND-PASSARD S., FLEURY R., LABLANCHE G. & DEBEGLIA N. (1989) - Néotectonique de la Sologne et de la Champagne berrichonne (Sud du bassin de Paris). Apports et problèmes liés à l'utilisation du chevelu hydrographique. - *Bulletin de l'Association française pour l'Etude Quaternaire*, **26**, 26-3, 137-150.
- DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., LABLANCHE G., MENOT J.C., CLOZIER L. & TOURENQ J. (1992) - Age, genèse et évolution du fossé de la Loire: nouvelle approche stratigraphique, morphologique et structurale - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **29**, 63-74 p.
- DEBRAND-PASSARD S. (1995) - Mésozoïque et Cénozoïque du Sud du bassin de Paris, de Saint-Amand Montrond à Provins, par les vallées de la Loire et du Loing. Etude stratigraphique et structurale. Histoire géologique résumée - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **32**, 4, 15-25 p.

- DELAVERNA M.F. (1990). - Le Jurassique du forage de Sancerre-Couy (Programme Géologie Profonde de la France, Cher) : Minéralogie, propriétés physiques et matière organique. **Thèse de doctorat**. Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, 195 p.
- DELMAS J., HOUEL P. & VIALLY R. (2002) - Paris Basin, Petroleum potential - Rapport régional d'évaluation pétrolière. *Institut Français du Pétrole*, p.
- DERA, G., PUCÉAT, E., PELLENARD, P., NEIGE, P., DELSATE, D., JOACHIMSKI, M.M., REISBERG, L., MARTINEZ, M. (2009a) - Water mass exchange and variation in seawater temperature in the NW Tethys during the Early Jurassic: Evidence from neodymium and oxygen isotopes of teeth and belemnites - *Earth and Planetary Science Letters*, **286**, 198-207p.
- DERA, G., PELLENARD, P., NEIGE, P., DECONINCK, J-F. PUCEAT, E., DOMMERGUES, J-L. (2009b) - Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas: Palaeoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **271**, 39-51p.
- Dera, G., Brigaud, B., Monna, F., Laffont, R., Pucéat, E., Deconinck, J-P., Pellenard, P., Joachimski, M.M., Durllet, C. (2011) - Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world, *Geological Society of America*, **39**, 3, 215-218p.
- DERCOURT J., GAETANI M., VRIELYNCK B., BARRIER E., BIJU-DUVAL B., BRUNET M.F., CADET J.P., CRASQUIN S. & SANDULESCU M. (2000) - General features of the Peri-Tethys atlas; palaeogeographical maps. France, Commission for the Geologic Map of the World : Paris, France xi-xx p.
- DESEGAULX P. & BRUNET M.F. (1990) - Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, VI, 295-306 p.
- DESPREZ N. (1971) - Structure de la base des dépôts lacustres sous la Beauce et la Sologne - *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique Minière*, (2<sup>ème</sup> sér.), **Sect. I**, 89-94 p.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) - Kinematics of the western Mediterranean. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Eds.), Alpine tectonics - *Geological Society of London, Special Publications*, **45**, 65-283.
- DÈZES P., SCHMID S.M. & ZIEGLER P.A. (2004) - Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere - *Tectonophysics*, **389**, 1-2, 1-33.

- DOUBINGER J. & ADLOFF M.C. (1981) - Précision palynologiques sur l'âge Anisien moyen du gisement à plantes du Trias des Lavarêdes (SE de Lodève, S de la France) - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **34**, 4, 239-242 p.
- DOUVILLE H. (1881) - note sur la partie moyenne du terrain jurassique dans le Bassin de Paris et sur le terrain corallien en particulier. - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **9**, 3, 439 p.
- DROMART G., ALLEMAND P. & QUIQUAREZ A. (1998) - Calculating rates of syndepositional normal faulting in the western margin of the Mesozoic Subalpine Basin (South-east France) - *Basin Research*, **10**, 2, 235-260.p
- DROMART G., GARCIA J.P., GAUMET F., PICARD S., ROUSSEAU M., ATROPS F., LECUYER C. & SHEPPARD S.M.F. (2003a) - Perturbation of the carbon cycle at the middle/late Jurassic transition: Geological and geochemical evidence - *American Journal of Science*, **303**, 667-707 p.
- DROMART G., GARCIA J.P., PICARD S., ATROPS F., LÉCUYER C. & SHEPPARD S.M.F. (2003b) - Ice age at the Middle-Late Jurassic transition? - *Earth and Planetary Science Letters*, **213**, 3-4, 205-220 p.
- DUGUE O. et Rioult, M. (1987) - Renversement majeur dans la dynamique sédimentaire de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Jurassique supérieur : son enregistrement dans le "Calcaire gréseux de Hennequeville" (Normandie, France). - *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **304**, série II, 8, 365-370p.
- DUGUE O. (1989) - Géodynamique d'une bordure de massifs anciens. La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien. Pulsations épirogéniques et cycles eustatiques. **Thèse de Doctorat**. Université de Caen, 593 p.
- DUGUE O. (1991) - Comportement d'une bordure de massifs anciens et cortèges de minéraux argileux: l'exemple de la bordure occidentale du Bassin Anglo-Parisien au Callovo-Oxfordien - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **81**, 3-4, 323-346p.
- DUGUE O. (1995) - Séismes dans le Jurassique supérieur du Bassin anglo-parisien (Normandie, Oxfordien supérieur, Calcaire gréseux de Hennequeville) - *Sedimentary Geology*, **99**, 73-93 p.
- DUGUE O. (1997) - Le Jurassique supérieur autour de Lisieux - *Bulletin trimestriel de la Société géologique de la Normandie et Amis Muséum du Havre*, **84**, 2, 15-41 p.

- DUGUE O., FILY G. & RIOULT M. (1998) - Le Jurassique des côtes du Calvados. Biostratigraphie, Sédimentologie, Paléoécologie, Paléogéographie et Stratigraphie séquentielle - *Bulletin trimestriel de la Société géologique de la Normandie et Amis Muséum du Havre*, **85**, 2, 3-132 p.
- DUGUÉ O. (2003) - The Atlantic oceanic influences in the Paris Basin during the Jurassic - *Comptes Rendus Geosciences*, **335**, 15, 1049-1050 p.
- DUMONT T. (1998) - Sea-level changes and early rifting of an European Tethyan margin in the western Alps and southeastern France - *SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publications*, **60**, 623-640 p.
- DUNHAM R.J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture *In*: Ham (eds.): Classification of carbonate rocks. - *American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, 1, 108-121 p.
- DURAND A. (1932) - L'étage kimeridgien dans les Départements de la Meuse et de la Haute Marne - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5**, 2, 293-335 p.
- DURAND M. (2006) - The problem of the transition from the Permian to the Triassic Series in southeastern France: comparaison with other Peritethyan regions. In S. Lucas, G., Cassinis, J.W. Schneider (eds): *Non-marine Permian Biostratigraphy and biochronology*. - *Geological Society, London, Special Publication*, **265**, 281-296 p.
- DURINGER P. & HAGDORN H. (1987) - La zonation par cératites du Muschelkalk supérieur lorrain (Trias, Est de la France). Diachronisme des faciès et migration vers l'Ouest du dispositif sédimentaire - *Bulletin de la Société Géologique de France*, (**8**), **III**, 601-609 p.
- DURLET C., JACQUIN T. & FLOQUET M. (1997) - Tectonique synsédimentaire distensive dans les calcaires aaléno-bajociens du Seuil de Bourgogne (France) - *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **324**, 12, 1001-1008 p.
- ELLOUZ N., PATRIAT M., GAULIER J.-M., BOUATMANI R. & SABOUNJI S. (2003) - From rifting to Alpine inversion; Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins - *Sedimentary Geology*, **156**, 1-4, 185-212 p.
- EMBRY A. (2009) - Practical Sequence Stratigraphy - *Canadian Society of Petroleum Geology*, Online at [www.cspg.org](http://www.cspg.org), 79.
- ENAY R. & MANGOLD C. (eds.) (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique Français. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon, hors Serie 5. 210 p.

- ENAY R. & BOULLIER A. (1981) - L'âge du complexe récifal des côtes de Meuse entre Verdun et Commercy et la stratigraphie de l'Oxfordien dans l'Est du bassin de Paris - *Geobios*, **14**, 6, 727-771 p.
- ENAY R. & DEBRAND-PASSARD S. (2005) - Présence de *Trenerites SARTI* (Ammonitina, Idoceratinae) dans le Kimméridgien inférieur du Berry (sud du Bassin de Paris) - *Revue de Paléobiologie*, **24**, 1, 97-109 p.
- FILY G., COUTARD J.-P., PAREYN C., RIOULT M., AUFFRET J.-P., LARSONNEUR C. & DE LA QUERIERE P. (1989) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Grandcamp-Maisy (95). Orléans: BRGM, 55 p. Carte géologique par Fily G., Coutard J.-P., Pareyn C., Rioult M., Auffret J.-P., Larsonneur C. (1987).
- FISCHER J.C. (1961) - Sur les divisions stratigraphiques dans la vallée de la Creuse (Indre). Corrélations avec le Sud-Est du Bassin de Paris - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 588-598 p.
- FLAGEOLLET J.-C., LE ROUX J. & VINCENT P.-L. (1985) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50000), feuille Toul (229). Orléans: BRGM, 55 p.
- FLÜGEL E. (2004) - Microfacies of carbonate rocks: Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New-York, Berlin Heidelberg New-York. 921 p.
- FOUCHER N. (1986) - Géodynamique sédimentaire et évolution paléogéographique de la plateforme Nord-Est Aquitaine au Jurassique moyen. **Thèse de troisième cycle**. Université de Poitiers, 200 p.
- FRAISSE C., LORENZ C., LORENZ J., PROST A., avec la collaboration de FREYTET P., LEMAIRE D., QUENARDEL J.-M., DEBEGLIA N., MARTINS C. & BAMBIERA. (1987) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille La Châtre (594). Orléans : BRGM, 58 p.
- FREYTET P., LEROUGE G., LORENZ C. & LORENZ J. (1986) - Intérêt de l'étude pluridisciplinaire d'une région : stratigraphie, géologie structurale, géomorphologie, néotectonique, télédétection du Sud du bassin de Paris - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **23**, 2, 3-15 p.
- GABILLY J., CARIOU E. & HANTZPERGUE P. (1985) - Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **I**, 3, 391-401 p.

- GALL J.C. (1971) - Faunes et paysages du Grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléoécologique sur le Buntsandstein supérieur - *Mémoire du Service de la Carte géologique d'Alsace-Lorraine*, **34**, 318 p.
- GALL J.C., DURAND M. & MULLER E. (1977) - Le Trias de part et d'autre du Rhin. Corrélations entre les marges et le centre du bassin germanique - *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique Minière*, **2ème série, Section IV**, 193-204 p.
- GALLOWAY W.E. (1989a) - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II: application to northwest Gulf of Mexico Cenozoic basin - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**, 143-154 p.
- GALLOWAY W.E. (1989b) - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**, 125-142 p.
- GARCIA J.P., DROMARD G., GUILLOCHEAU F., ALLEMAND P., GAUMET F., ROBIN C. & SAMBET G. (1996) - Bathonian-Callovian Paris Basin-Subalpine Basin intercorrelations along an Ardennes-Ardèche cross-section - *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série IIa*, **323**, 697-703 p.
- GARDET G. (1943) - Faciès à polypiers du Bajocien supérieur (Dubisien) de l'Est de Toul (M.-et-M.) - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **13**, 5, p.
- GAUMET F., GARCIA J.P., DROMART G. & SAMBET G. (1996) - Contrôle stratigraphique des faciès, géométries et profils de dépôt de la plate-forme carbonatée bourguignonne au Bathonien-Callovien. - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **167**, 409-421 p.
- GAUMET F. (1997). - Fondements géologiques pour la modélisation stratigraphique des systèmes carbonatés. Le Jurassique moyen de l'Angleterre à la Méditerranée. **Thèse de Doctorat**. Université Claude Bernard - Lyon 1., 245 p.
- GAUTHIER H., RIOULT M. & TREVISAN M. (1995) - Enregistrement biostratigraphique exceptionnel dans l'« oolithe ferrugineuse de Bayeux » au Sud de Caen (Normandie, France) : complément au stratotype du Bajocien - *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série IIa*, **321**, 317-323 p.
- GAUTHIER H., RIOULT M. & TREVISAN M. (1996) - Répartition biostratigraphique des ammonites dans l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux (Bajocien) à Feugerolles-sur-Orne (Calvados). Eléments nouveaux pour une révision des Garantianae - *Géologie de la France*, **2**, 27-67 p.

- GEISLER D., ADLOFF M.C. & DOUBINGER J. (1978) - Découverte d'une microflore du Carnien inférieur dans la série de Lorraine - *Sciences de la Terre*, **XXII**, 393-399 p.
- GELUK M.C. & RÖHLING H.-G. (1998) - High-resolution sequence stratigraphy of the Lower Triassic Buntsandstein: a new tool for basin analysis. In: Bachmann, G.H., Lerche, I. (Eds.) - *Epicontinental Triassic, Zbl. Geol. Paläont.*, **I**, 7-8, 727-745 p.
- GELY J.-P. & LORENZ J. (2006) - Le Lias et le Dogger du sud du Bassin parisien (France) : rôle de la tectonique syn-sédimentaire et reconstitutions paléogéographiques à l'échelle de la biozone d'ammonite - *Geobios*, **39**, 5, 631-649 p.
- GELY J.P., LORENZ C. & LORENZ J. (1996) - Les terrains jurassiques du sondage de Couy (Cher, France); leur analyse séquentielle détaillée à partir de la description des carottes et des courbes diagaphiques - *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **51**, 3, 319-331 p.
- GELY J.P. & LORENZ C. (1991) - Analyse séquentielle de l'Eocène et de l'Oligocène du Bassin parisien - *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **46**, 6, 713-747 p.
- GELY J.P., LORENZ C., LORENZ J. & OBERT D. (1992) - Faille de Sennely - Faille du Cher: un grand accident subméridien du bassin parisien entre le bloc armoricain et le sous-bloc biturige - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **29**, 4, 27-38 p.
- GELY J.P. (1996) - Le Lutétien du Bassin parisien: de l'analyse séquentielle haute-résolution à la reconstitution paléogéographique - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **34**, 3-27 p.
- GEYSSANT J.R., VIDIER J.-P., HERBIN J.-P., PROUST J.-N. & DECONINCK J.-F. (1993) - Biostratigraphie et paleoenvironnement des couches de passage Kimmeridgien/Tithonien du Boulonnais (Pas-de-Calais); nouvelles donnees paleontologiques (ammonites), organisation séquentielle et contenu en matiere organique - *Geologie de la France*, 4, 11-24 p.
- GRACIANSKY P.C., JACQUIN T. (1998a) - The Ligurian cycle: An overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. In: P. C. D. GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN ET P. R. VAIL, Eds., Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins - *SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publications*, **60**, 467-481.
- GRACIANSKY P.C., DARDEAU G., DOMMERGUES J.L., DURLET C., MARCHAND D., DUMONT T., HESSELBO S.P., JACQUIN T., GOGGIN V., MEISTER C., MOUTERDE R., REY J., VAIL



- P.R. (1998b) - Ammonite biostratigraphic correlation and early Jurassic sequence stratigraphy in France: comparisons with some U.K. sections. *In*: P. C. D. GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN ET P. R. VAIL, Eds., *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins - SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publications*, **60**, 583-623.
- GRAUVOGEL-STAMM L. (1978) - La flore du gres a Voltzia (Buntsandstein Superieur) des Vosges du nord (France), morphologie, anatomie, interpretations phylogénique et paleogeographique. *Sciences Geologiques. Memoire des Sciences Géologiques*, 50, Institut de Géologie de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 279 p.
- GRAUVOGEL-STAMM L. & DURINGER P. (1983) - *Annalepsis zeilleri* FLICHE 1910 emend., un organe reproducteur de Lycophyte de la Lettenkohle de l'Est de la France. Morphologie, spores in situ et paléoécologie - *Geologische Rundschau*, **72**, 23-51 p.
- GRAUVOGEL L. (1969). - Contribution à l'étude des appareils reproducteurs mâles de conifères du Grès à Voltzia (Buntsandstein supérieur). Thèse de 3ème cycle. Facultés des Sciences de Strasbourg, 69 p.
- GROLIER J. & LETOURNEUR J. (1968) - L'evolution tectonique du grand sillon houiller du Massif Central francais - *Tectonic evolution of the Carboniferous trough of the French Central Massif*, 107-116 p.
- GUERIN-FRANIATTE S. & HANZO M. (1992) - La base du Sinémurien dans la région d'Hettange, N.-E. France : biozonation - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **29**, 15-20 p.
- GUILLOT S. & MÉNOT R.-P. (2009) - Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps - *Comptes Rendus Geosciences*, **341**, 2-3, 253-265.
- GUILLOCHEAU F. (1991a) - Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris - *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série IIa*, **312**, 13, 1587-1593 p.
- GUILLOCHEAU F. (1991b) - Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtés - *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **15**, 383-410 p.
- GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S., BRAULT N., DROMART G., FRIEDENBERG R., GARCIA J.P., GAULIER J.M., GAUMET F., GROSDOY B., HANOT F., LE STRAT P., METTRAUX M., NALPAS T., PRIJAC C., RIGOLLET C., SERRANO O. &

- GRANDJEAN G. (2000) - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints - *Geodinamica Acta*, **13**, 4, 189-246 p.
- GUILLOT S. & MÉNOT R.-P. (2009) - Paleozoic evolution of the External Crystalline Massifs of the Western Alps - *Comptes Rendus Geosciences*, **341**, 2-3, 253-265 p.
- GUYADER J., PAREYN C., VIALLEFOND L. & JUIGNET P. (1968) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50000), feuille Le Havre (97). Orléans: BRGM, 19p.
- HALLAM A. (2001) - A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**, 23-37 p.
- HAMON Y., MERZERAUD G. & COMBES P.-J. (2005) - Des cycles haute fréquence de variations du niveau marin relatif enregistrés dans les discontinuités sédimentaires; un exemple dans le Lias inférieur de Lodeve (sud-est de la France) - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **176**, 1, 57-68.
- HANTZPERGUE P. & DEBRAND-PASSARD S. (1980a) - L'Oxfordien supérieur et le Kimmeridgien des Charentes (Bassin aquitain) et du Berry (Bassin parisien); extension géographique des repères ammonitiques - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **22**, 3, 369-375 p.
- HANTZPERGUE P. & DEBRAND-PASSARD S. (1980b) - L'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien des Charentes (Bassin aquitain) et du Berry (Bassin parisien). Extension géographique des repères ammonitiques - *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), **XXII**, 3, 369-375 p.
- HANZO M. (1980) - La Lorraine. In MEGNIEN, F.(Eds.), synthèse Géologique du bassin de Paris Minière : Stratigraphie et paléogéographie - *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **91-95** p.
- HANZO M., LATHULIERE B., ALMERAS Y., DAGALLIER G., GUERIN-FRANIATTE S., GUILLOCHEAU F., HUAULT V., NORI L. & RAUSCHER R. (2000) - Paléoenvironnements dans le Calcaire à gryphées du Lias de Lorraine, de la carrière de Xeulley au Bassin parisien - *Eclogae geologicae Helvetiae*, **93**, 183-206 p.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic - *Science*, **235**, 1156-1167 p.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988). - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. Sea-level changes: an integrated approach. C. K.

- Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross et J. Van Wagoner, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. **42** 71-108 p.
- HARDENBOL J. (1998) - Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins - *Special Publication - Society for Sedimentary Geology*, **60**, 3-13 p.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.-C. & VAIL P.R. (1998). - Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. P. C. d. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin et P. R. Vail. SEPM Special Publication. **60** p.
- HATRIVAL J.-N. & BONTE A. (1966) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Rethel (86). Orléans : BRGM, 12 p.
- HENRY J. & ZOLNAÏ G. (1971) - Sur le Trias résédimenté dans le Sud-Ouest du bassin Aquitain - *Bulletin du Centre de Recherche de Pau, SNPA*, **5**, 2, 389-398 p.
- HERITIER F. & VILLEMIN J. (1971) - Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière - *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique Minière, 2ème série, Sect. I*, 2, 11-30 p.
- HILLY J., MARCHAL C. & ALLOUC J. (1977) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Bayon (268). Orléans : BRGM, 28 p.
- HOMWOOD P., GUILLOCHEAU F., ESCHARD R. & CROSS T.A. (1992) - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée - *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **16**, 357-381 p.
- HOMWOOD P.W., MAURIAUD P. & LAFONT F. (1999) - Best practices in Sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers [Vade-Mecum de stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir] - *Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration-Production, Mémoire*, **25**, 81 p.
- JACQUIN T., DARDEAU G., DURLET C., GRACIANSKY P.C.D. & HANTZPERGUE P. (1998a). - The North Sea cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins. P. C. d. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin et P. R. Vail, SEPM Special Publication. **60** 445-446 p.

- JACQUIN T. & GRACIANSKY P.C.D. (1998a). - Transgressive/regressive (second order) facies cycles: the effects of tectono-eustasy. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins. P. C. d. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin et P. R. Vail, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication. **60** 31-42 p.
- JACQUIN T. & GRACIANSKY P.C.D. (1998b). - Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of european basin development. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins. P. C. d. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin et P. R. Vail, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication. **60** 15-29 p.
- JACQUIN T., RUSCIADELLI G., AMÉDRO F., GRACIANSKY P.C.D. & MAGNIEZ-JANNIN F. (1998b). - The North Atlantic cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in the Lower Cretaceous of Western Europe. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins. P. C. d. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin et P. R. Vail, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication. **60** 397-409 p.
- KLITGORD K.D. & SCHOUTEN H. (1986) - Plate kinematics of the central Atlantic. In P.R. Vogt & B.E. Tucholke, Eds. The Western North Atlantic Region: The geology of North America - *Geological Society of America*, 351-378 p.
- KOZUR H. (1972) - Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert - *Geologisch Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **2**, 11, 1-37 p.
- KOZUR H. (1975) - Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil II : Anschluss der germanischen Trias an die internationale Triasgliederung. - *Freiberger Forsch. -H.C, Dtsch*, **304**, 51-77 p.
- LABAILS C., OLIVET J.-L., ASLANIAN D. & ROEST W.R. (2010) - An alternative early opening scenario for the central Atlantic Ocean - *Earth and Planetary Sciences Letters*, **297**, 3-4, 355-368.
- LABLANCHE G. (1982) - Les calcaires lacustres paléogènes de la Champagne berrichonne - *Documents du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **49**, 138 p.
- LABLANCHE G., MARCHAND D., GARCIA J.P. & DUBUGET M. (1991) - Lithostratigraphie et structuration du sous-bloc Biturige (sud du bassin de Paris) au Dogger et au Malm - *Geologie de la France*, **2**, 31-38 p.

- LABLANCHE G., MARCHAND D., LEFAVRAIS A., DEBRAND-PASSARD S., CROS Y. & MAGET P. (1992) - Notice explicative, Carte Géologique de France (1/50000), feuille Nérondes (520). Orléans : BRGM, 44 p. Carte géologique par G. Lablanche (1993).
- LABLANCHE G., DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., MAGET P. & MARCHAND D. (1993) - Notice explicative, Carte Géologique de France (1/50000), feuille Dun-sur-Auron (547). Orléans : BRGM, 49 p. Carte géologique par G. Lablanche (1993).
- LABLANCHE G., MARCHAND D., LEFAVRAIS-RAYMOND A., DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., DEBEGLIA N., MAGET P. & LALLIER D. (1994) - Notice explicative, Carte Géologique de France (1/50000), feuille Saint-Amand-de-Montrond (572). Orléans : BRGM, 81 p. Carte géologique par G. Lablanche (1994).
- LASSEUR E. (2007). - La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campanien, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D. **Thèse de Doctorat**. Université de Rennes 1, 423 p.
- LASSEUR E., ONA L., F. L., BAUDOUIN V., SERRANO O., GUILLOCHEAU F. & BECCALETTO L. (2011) - Paléogéographie, géométrie et évolution jurassique de la partie Sud du seuil du Poitou. Influence de la structuration varisque héritées sur la sédimentation jurassique. - *13ème Congrès Français de Sédimentologie, Dijon – Livre des résumés, 2011, Publ. ASF, Paris*, **68**, 196 p.
- LEFAVRAIS A., LORENZ C. & LORENZ J. (1990) - Le Massif central au Lias : comparaison entre ses bordures nord et sud à l'Ouest du Grand Sillon Houiller. - *Bulletin d'Information Géologique du Bassin de Paris*, **27**, 2, 3-14.
- LEGENDRE L., DHOSTE M. & COUBES L. (1989) - Notice explicative, Carte Géologique de France (1/50000), feuille Thouars (539). Orléans : BRGM, 34 p. Carte géologique par Dhoste M., Legendre L., Coubès L. (1987).
- LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., GIDON M., BOURBON M., DE GRACIANSKY P.-C., RUDKIEWICZ J.-L., MEGARD-GALLI J. & TRICART P. (1986) - The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps - *Marine and Petroleum Geology*, **3**, 3, 179-199.
- LEROUGE G. & QUENARDEL J.M. (1985) - Chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Ouest du Massif Central français et le Sud du bassin de Paris du Carbonifère inférieur au Plio-quaternaire - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série IIa*, **301**, 6, 9, 21-626.

- LE ROUGE G. & FREYTET P. (1988) - Le sud-est du Massif armoricain et le nord-ouest du Massif central; essai de reconstitution de la neotectonique par l'analyse structurale et geomorphologique - *Géologie de la France*, 4, 41-54.
- LE ROUX J. (1980) - Formation Ferrugineuse. In MEGNIEN, F. (ed.) Synthèse géologique du bassin de Paris : lexique des noms de formation. - *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **103**, 72-75 p.
- LE ROUX J., BELLORINI J.P., PIRONON B. & STEINER P. (1983) - Notice explicative de la feuille de Briey au 1/50 000. - *Carte géologique n°137, BRGM.*, p.
- LE SOLLEUZ A. (2003). - Modélisation thermo-mécanique et stratigraphique de la genèse et l'évolution d'un bassin sédimentaire intraplaque. Exemple du bassin de Paris. **Thèse de Doctorat**. Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 224 p.
- LECUYER C., GARCIA J.-P., SHEPPARD S.M.F., GRANJEAN P. & DROMART G. (2003) - Thermal evolution of Tethyan surface waters during the Middle-Late Jurassic; evidence from delta (super 18) O values of marine fish teeth - *Paleoceanography*, **18**, 3, p.
- LEFEBVRE D., ANTOINE P., AUFFRET J.P., LAUTRIDOU J.P. & LECOLLE F. (1994) - Réponses de la Seine et de la Somme aux évènements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent: rythmes et taux d'érosion - *Quaternaire*, **5**, 3-4, 165-172 p.
- LEFORT A. (2011). - La limite Oxfordien/Kimméridgien (Jurassique supérieur) : Stratigraphie et paléoenvironnements dans les domaines téthysiens (Est et Sud du Bassin de Paris, France) et Boréal (Ile de Skye, Ecosse). **Thèse de Doctorat**. Université Henri Poincaré, 303 p.
- LEGENDRE L., DHOSTE M. & COUBES L. (1989) - Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50000), feuille Thouars (539). Orléans: BRGM, 35p.
- LEMOINE M. (1985) - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Tethys ligure - *Jurassic paleo-structures in the Western Alps and the palinspastic framework of the Ligurian Tethys*, **1**, 1, 127-137 p.
- LEMOINE M., BAS T., AARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., GIDON M., BOURBON M., GRACIANSKY P.C.D., RUDKIEWICZ J.L., MEGARD-GALLI J. & TRICART P. (1986) - The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, **3**, 179-199 p.

- LEMOINE M. & GRACIANSKY P.C.D. (1988) - Marge continentale téthysienne dans les Alpes - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **4 (8ème série)**, 4-5, 597-798 p.
- LEROUGE G. & QUENARDEL J.M. (1985) - Chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Ouest du Massif Central français et le Sud du bassin de Paris du Carbonifère inférieur au Plio-quaternaire - *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série IIa*, **301**, 621-626 p.
- LEROUGE G. & FREYTET P. (1988) - Le sud-est du Massif armoricain et le nord-ouest du Massif central; essai de reconstitution de la neotectonique par l'analyse structurale et geomorphologique - *Géologie de la France*, **4**, 41-54 p.
- LORENZ C. & LORENZ J. avec la collaboration de DEBRAND-PASSARD S.(1967) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Ardentes (571). Orléans : BRGM, 12 p.
- LORENZ C. (1984) - Manifestations tectoniques intrastampiennes dans le sud du Bassin de Paris - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **21**, 2, 89-91 p.
- LORENZ C., DEBRAND-PASSARD S., LORENZ J., DESPREZ N. & MANIVIT J. (1990a) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Velles (570). Orléans : BRGM, 35 p. Carte géologique par Lorenz C.J., Debrand-Passard S., Lorenz C., Bavouzet F., Flamand D., Jebrak M., Lablanche G., Lamouille B., Manivit J. (1986).
- LORENZ C. (1992a) - Les principaux résultats de l'étude des terrains sédimentaires du forage scientifique de Sancerre-Couy - *Géologie de la France*, 19-21 p.
- LORENZ C. (1992b) - Les grandes déformations de la couverture sédimentaire de l'ouest et du sud-ouest du bassin parisien: apport de la connaissance de la structure du socle du bassin - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **29**, 4, 5-17 p.
- LORENZ J., BERGERAT F., DELANCE J.H., LORENZ C., OBERT D., CLANET S., MICHAUD C., GELY J.P., PANCZER G., SIBILLE F. & VERNIER J. (1984) - Manifestations tectoniques et sédimentologiques affectant la couverture sédimentaire dans la zone de l'anomalie magnétique du bassin de Paris - *Documents du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **81**, 2, 149-161 p.
- LORENZ J., BERGERAT F., BERNARD P., LORENZ C., MENOT J.C. & GELY J.P. (1985) - Etudes structurales et sédimentaires sur la couverture mésozoïque de la partie méridionale du bassin de Paris : rapports entre le sous-bloc Biturige, le fossé de la Loire et le bloc bourguignon - *Documents du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **95**, 2, 137-149 p.

- LORENZ J. (1992c). - Le Dogger du Berry : contribution à la connaissance des plates formes carbonatées européennes au Jurassique. **Thèse de Doctorat**. Document du BRGM n°212, 397 p.
- LORENZ J. (1992d) - Manifestations de tectonique syn-sédimentaire au cours du Dogger dans le Sud du Bassin parisien. - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **29**, 4, 39-45.
- LORENZ J., BEAUDOIN B., BLANC P., CASTAING C., COURME M.-D., DELAVENNA M.-F., DEPECHE F., GAUTHIER B., GELY J.-P., HOLTZAPFFEL T., LECLERC V., LEFAVRAIS A., LEROUGE G., MARCHAND D., MARTIN P., MELIERES F., R. M., PINAULT M., PRADIER B., REYRE Y., ROHRlich V., ROY B., STEINBERG M., TAUGOURDEAU J., TOURY A. & TRAUTH N. (1992a) - Le Jurassique du forage de Sancerre-Couy : l'invasion marine - *Geologie de la France*, **3-4**, 61-75 p.
- LORENZ J., BEAUDOIN B., BLANC P., CASTAING C., COURME M.D., DELAVENNA M.F., DEPECHE F., GAUTHIER B., GELY J.P., HOLTZAPFFEL T., LECLERC V., LEFAVRAIS A., LEROUGE G., MARCHAND D., MARTIN P., MELIERES F., MILLON R., PINAULT M., PRADIER B., REYRE Y., ROHRlich V., ROY B., STEINBERG M., TAUGOURDEAU J., TOURY A. & TRAUTH N. (1992b) - Le Jurassique du forage de Sancerre-Couy : l'invasion marine - *Géologie de la France*, 61-75 p.
- LORENZ V. & NICHOLLS I.A. (1984) - Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic - *Tectonophysics*, **107**, 1-2, 25-56 p.
- LOUCKS R.G. & SARG J.F. (1993) - Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts - Response of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes. In: Loucks, R.G. & Sarg, J.F. (Eds.), Carbonate Sequence Stratigraphy - *American Association of Petroleum Geologists*, 3-42 p.
- LOUP B. & WILDI W. (1994) - Subsidence analysis in the Paris Basin: a key to Northwest European intracontinental basins? - *Basin Research*, **6**, 2-3, 159-177 p.
- MAGNIEZ J.M., MARCHAND D., THIERRY J. & VADET A. (1984) - Nouvelles observations (Stratigraphie, Biostratigraphie, Paléogéographie et Paléobiogéographie) sur les sédiments affleurants du Jurassique moyen et supérieur du Bas-Boulonnais (France) - *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série IIa*, **298**, 605-608 p.
- MALOD J.A. (1989) - Iberides et plaque Iberique - *Iberides and the Iberian Plate*, **5**, 5, 927-934 p.



- MALOD J.A. & MAUFFRET A. (1990) - Iberian plate motions during the Mesozoic - *Tectonophysics*, **184**, 3-4, 261-278 p.
- MANGOLD C., POIROT E., LATHUILIÈRE B. & LE ROUX J. (1991) - Biochronology of the Upper Bajocian and Bathonian rocks in Lorraine - *Geobios*, **27**, 2, 343-349p.
- MASCLE A. (1990) - Géologie pétrolière des bassins permien français; Comparaison avec les bassins permien du Nord de l'Europe - *Chronique de la Recherche Minière*, **499**, 69-86.
- MATTE P. (1991) - Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe - *Tectonophysics* **196**, 3-4, 309-337 p.
- MAUBEUGE P.L. (1955a) - Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris - *Ed. Privée, Tome2*, Nancy, **1082**, p.
- MAUBEUGE P.L. (1945) - Sur la stratigraphie du sommet de l'Aalénien ferrugineux et de la base du Bajocien dans le Bassin de Nancy - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7-8**, 405-410 p.
- MAUBEUGE P.L. (1949a) - Sur le Bathonien, et en particulier le Bathonien lorrain - *Nancy, Impr. Georges Thomas.*, 1-16 p.
- MAUBEUGE P.L. (1949b) - Le gisement de minerai de fer oolithique supraliasique de la Haute-Saône et de la Haute-Marne - *Revue de l'industrie Minière*, **543**, 171-188 p.
- MAUBEUGE P.L. (1950) - Etude géologique sur la partie occidentale de la feuille de Toul au 1/50 000. - *Bulletin du Service Carte Géologique de la France*, **XLVII**, 231, 77-83 p.
- MAUBEUGE P.L. (1955b) - Observations sur quelques failles du plateau de Haye au passage de l'autostrade de contournement de Nancy - *Bulletin du Service Carte Géologique de la France*, **246**, A, T.III, 51-54 p.
- MAUBEUGE P.L. (1955c) - Le kimmeridgien dans l'est du bassin de Paris - *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Académie des Sciences*, **240**, 545-547 p.
- MAUBEUGE P.L. (1955d) - Sur le Callovien en Lorraine et plus spécialement dans le Toulousain - *Bulletin du Service Carte Géologique de la France*, **246**, A, T.III, 45-49 p.
- MAUBEUGE P.L. (1956) - Le Kimméridgien supérieur et le Portlandien dans l'Est du Bassin de Paris - *Bulletin de la Société Belge de Géologie de Paléontologie et d'Hydrologie*, **LXV**, 2, 316-321 p.

- MAUBEUGE P.L. (1957) - Les données récentes sur l'Aalénien hors de la zone concédée du bassin ferrifère lorrain - *Bulletin Technique de la Chambre Syndicale des Mines de Fer de France*, **48**, 1-16 p.
- MAUBEUGE P.L. (1958a) - Données récentes sur l'extension du Callovien sur la feuille de Toul au 50 000ème - *Bulletin du Service Carte Géologique de la France*, **LVI**, 255, 73-80 p.
- MAUBEUGE P.L. (1958b) - Quelques observations géologiques sur les feuilles de Nancy et de Toul au 50 000ème - *Bulletin du Service Carte Géologique de la France*, **LVI**, 257p.
- MAUBEUGE P.L., LEMOINE M. & GOGUEL J. (1959) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Longwy-Audun-le-Roman (113). Orléans : BRGM, 9 p.
- MAUBEUGE P.L. (1961) - Quelques données géologiques nouvelles sur le Bajocien-Bathonien et callovien de la feuille de Vézelize au 50 000ème - *Bulletin du Service Carte Géologique de la France*, **LVIII**, 264, 7 p.
- MAUBEUGE P.L. (1974) - Notice explicative, Carte Géologique de la France (1/50000), feuille Neufchâteau (302). Orléans: BRGM, 18p.
- MAUBEUGE P.L. (1976a) - Sur la stratigraphie de l'Oxfordien moyen dans le Nord de la Meuse - *Bulletin de l'Académie et de la Société Lorraines des Sciences*, **15**, 5-16 p.
- MAUBEUGE P.L. (1976b) - Existence de la zone a *Dactylioceras semicelatum* dans le département des ardennes - *Bulletin de l'Académie et de la Société Lorraines des Sciences*, **XV**, 71-74 p.
- MAURIAUD P. (1987) - Le Bassin d'Aquitaine - *Pétrole et Techniques*, **335**, 38-41 p.
- MEGNIEN C. (1980a) - Tectogenèse du Bassin de Paris: étapes de l'évolution du bassin - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **(7), XXII**, 669-680 p.
- MEGNIEN C., ED. (1980b) - Synthèse géologique du Bassin de Paris - *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **101-102-103**, 367-377 p.
- MÉGNIEN C. & POMEROL C. (1980) - Subsidence of the Paris Basin from the Lias to the Late Cretaceous. In: BALLY, A.W., BENDER, P.L., MCGETCHIN, T.R., WALCOTT, R.I. (Eds.), Dynamics of plate interiors - *Geodynamics Series*, 1, 91-92 p.
- MERZERAUD G., HOFFERT M., VERDIER F. & RAUSCHER R. (1999) - Architecture et preservation des reservoirs silicoclastiques du Lias inferieur du sud-ouest du bassin

de Paris; exemple de la structure de stockage Gaz de France de Chemery en Sologne  
- *Bulletin de la Société géologique de France*, **170**, 5, 741-757.

MERZERAUD G., RAUSCHER R., HOFFERT M. & VERDIER F. (2000) - Mode d'empilement et distorsion de séquences génétiques en milieu marin restreint : faciès et architecture des dépôts hettangiens du sud-ouest du bassin de Paris - *Bulletin de la Société géologique de France*, **171**, 3, 341-353.

MINOUX G., MAROTEL C. & GUILLAUME C. (1978) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Mirecourt (304). Orléans : BRGM, 26 p.

MITCHUM R.M., VAIL P.R. & SANGREE J.B. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. C. E. Payton. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, **26**, 117-133 p.

MONTADERT L. (1984) - La marge continentale du Nord du Golfe de Gascogne et le Bassin d'Aquitaine. *In*: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M. & BIJU-DUVAL B., Masson (ed.) - 83-154 p.

MOURIER J.-P. (1980). - Etude Stratigraphique des terrains Jurassiques dans la vallée de la Gartempe entre Lathus et Saint-Savin (Vienne). **Diplôme d'Etude Pratiques Scientifiques**. Université de Poitiers, 132p.

MOURIER J.P. (1983). - Le versant parisien du seuil du Poitou de l'Hettangien au Bathonien. Stratigraphie, Sédimentologie, Caractères paléontologiques, Paléogéographie. **Thèse de 3ème cycle**. Université de Poitiers, 192 p.

MOURIER J.P. & GABILLY J. (1985) - Le Lias et le Dogger au sud-est du seuil du Poitou: Tectonique synsédimentaire, paléogéographie. - *Geologie de la France*, 293-310 p.

MOURIER J.P., avec la collaboration de GABILLY J. & PLATEL J.P. (1986) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Poitiers (590). Orléans : BRGM, - *Carte géologique n°590, BRGM.*, 48 p.

MOURIER J.P. (1989) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille La Trimouille (591). Orléans, BRGM, 42 p. Carte géologique par Mourier J.-P. (1989).

- MOUTERDE R. (1952) - Etude sur le Lias et le Bajocien des bordures Nord et Nord-Est du Massif central Français - *Bulletin du Service Carte Géologique de la France*, **236**, 458 p.
- MOUTERDE R. & DOMMERGUES J.L. (1978) - Le gisement des Cottards (ou coutards) : coupe du Carixien du Cher - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **15**, 2, 65-69 p.
- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P. & AUZENDE J.M. (1984) - Cinématique de l'Atlantique Nord et Central - *Publications du C.N.E.X.O, Série Rapports scientifiques et techniques*, **54**, 108 p.
- PARÉYN C. (1970) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Lisieux (121). Orléans : BRGM, 16 p.
- PEARCE C.R., COHEN A.S., COE A.L. & BURTON K.W. (2008) - Molybdenum isotope evidence for global ocean anoxia coupled with perturbations to the carbon cycle during the Early Jurassic - *Geology*, **36**, 3, 231-234 p.
- PELLENARD P., DECONINCK J.-F., MARCHAND D., THIERRY J., FORTWENGLER D. & VIGNERON G. (1999) - Contrôle géodynamique de la sédimentation argileuse du Callovien-Oxfordien moyen dans l'Est du bassin de Paris: influence eustatique et volcanique - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **328**, 12, 807-813 p.
- PERRODON A. & ZABEK J. (1991) - Paris Basin. In: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F., Eidel, J.J., (Eds.), Interior Cratonic Basin - *American Association Petroleum Geologists Memoir*, **51**, 633-678 p.
- PEYBERNÈS B. & SOUQUET P. (1984) - Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during mesozoic times - *Geological Magazine*, **121**, 397-405, p.
- POMEROL B. (1980) - Style tectonique des pays au Nord-Ouest de l'Oise : rôle des différentes directions structurales - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **17**, 4, 21-25 p.
- POMEROL B. & MONCIARDINI C. (1980) - Accidents tectoniques dans la couverture sédimentaire et leurs relations avec le socle. Exemple dans le Sud-Ouest du bassin de Paris - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **17**, 4, 33-35 p.

- POMEROL C. (1978) - Evolution paléogéographique et structurale du bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes - *Geologie en Mijnbouw.*, **57**, 4, 533-543 p.
- POMEROL C. (1989). - L'évolution du Bassin Parisien. Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Association des Sédimentologues Français. Paris, Editions Technip 165-178 p.
- PRIJAC C. (1999). - De la subsidence tectonique à la subsidence thermique d'un bassin intracratonique : application à l'histoire méso-cénozoïque du bassin de Paris. **Thèse de Doctorat**. Université de Rennes1, 247 p.
- PRIJAC C., DOIN M.P., GAULIER J.M. & GUILLOCHEAU F. (2000) - Subsidence of the Paris Basin and its bearing on the late Variscan lithosphere evolution: a comparison between Plate and Chablis models - *Tectonophysics*, **323**, 1-2, 1-38.
- QUESNEL F., YANS J., DUPUIS C., WYNS R., THEVENIAUT H. & DEMOULIN A. (2006) - Paléoaltérations mésozoïques et cénozoïques en Ardenne et ses bordures : caractérisation, datation et reconstitution géométrique des paléosurfaces associées et analyse de leurs déformations successives. - *Géologie de la France*, **1-2**, 99-102.
- QUESNEL F., PROST A.E., LABLANCHE G., THIRY M., SIMON-COINÇON R., THEVENIAUT H., MAGET P., BARBARAND J. & CRIBELLIER C. (2009) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Châteaumeillant (595). Orléans : BRGM, 139 p. Carte géologique par Quesnel F., Prost A.E., Lablanche G., Thiry M., Simon-Coinçon R. (2005).
- RAOULT J.F. (1987) - Données récentes sur quelques grands traits structuraux du Bassin Parisien et son soubassement hercynien à partir du profil E.C.O.R.S., Nord de la France. *IN* : C. Cavelier et J. Lorenz Eds, Aspect et évolution géologiques du Bassin parisien - *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, Mémoire hors série*, **6**, 39-60 p.
- RASPLUS L., LORENZ C., LORENZ J. & MACAIRE J.J. (1989) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Saint-Gaultier (569). Orléans : BRGM, 40 p. Carte géologique par Rasplus L., Macaire J.-J., Lorenz J., Lorenz, C., Maire E., Panczer G., Barrier P. (1989).
- RAUSCHER R., MERZERAUD G. & SCHULER M. (1992) - Biostratigraphie, environnements et cortèges de dépôts dans le Lias inférieur de Sologne (S.W. du Bassin de Paris) - *Review of Palaeobotany and Palynology*, **71**, 17-35 p.

- RICOU L.E. (1994) - Tethys reconstructed : Plates, continental fragments and their Boundaries since 260 Ma from central America to South-eastern Asia - *Geodynamica Acta*, **7**, 4, 169-218.
- RICOURT J. (1968) - Flore fossile du Keuper Moyen de la bordure orientale du Bassin de Paris et de la Vanoise - *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique Minière*, **2ème série, Section 1**, 4, 19-45 p.
- RIOULT M. (1967). - 1ère Thèse: Contribution à l'étude du Lias de la Bordure Occidentale du Bassin de Paris; 2ème Thèse: Sédiments et milieux du Jurassique Normand. **Thèse de Doctorat d'Etat**. Université de Caen, 561 p.
- RIOULT M. (1980) - In MEGNIEN, F. (ed.) Synthèse géologique du bassin de Paris - *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **101**, p.
- RIOULT M. (1989a) - Notice explicative de la feuille de Grandcamp-Maisy au 1/50 000. - *Bureau de Recherche Géologiques et Minières, France*, 9-23 p.
- RIOULT M. (1989b) - Notice explicative de la feuille de Caen au 1/50 000. - *Bureau de Recherche Géologiques et Minières, France*, 19-45 p.
- RIOULT M., DUGUE O., JAN DU CHENE R., PONSOT C., FILY G., MORON J.M. & VAIL P.R. (1991) - Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris basin middle to upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset) - *Bulletin du Centre de Recherche de Pau, SNPA*, **15**, 101-194 p.
- ROBIN C. (1997). - Mesure stratigraphique de la déformation: Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. **Thèse de Doctorat**. Université de Rennes 1, *Memoires Géosciences Rennes*, **77**, 293 p.
- ROBIN C., GUILLOCHEAU F., ALLEMAND P., BOURQUIN S., DROMART G., GAULIER J.-M. & PRIJAC C. (2000) - Echelles de temps et d'espace du contrôle tectonique d'un bassin flexural intracratonique : le Bassin de Paris - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **171**, 2, 180-196 p.
- RÖHLING H.-G. & GAST R.E. (1991) - A lithostratigraphic subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German Lowlands and the German sector of the North Sea, based on gamma-ray and sonic logs. - *Geologisches Jahrbuch, Reihe A*, **119**, 3-24, p.
- ROLIN P. & STUSSI J.M. (1991) - Decrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif central français) - *Intracrustal strike-slip faults*

*and Carboniferous granitic intrusions in Morvan, French Central Massif*, **162**, 1, 123-130 p.

ROLIN P., MARQUER D., COLCHEN M., CARTANNAZ C., COCHERIE A., THIERY V., QUENARDEL J.-M. & ROSSI P. (2009) - Famenco-Carboniferous (370-320 Ma) strike slip tectonics monitored by syn-kinematic plutons in the French Variscan belt (Massif Armoricaïn and French Massif Central) - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **180**, 3, 231-246.

ROSENBAUM G., LISTER G.S. & DUBOZ C. (2002) - Relative motion of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny - *Tectonophysics*, **359**, 1-2, 117-129.

ROUSSELLE BRUNO-ANTOINE (1996) - Partition stratigraphique des faciès et des volumes de dépôt en domaine de plate-forme carbonatée. Exemple dans l'Aalénien du Sud-Est de la France. **Thèse de Doctorat**. Université de Lyon1, 228 p.

RUFFELL A. (2000) - Tertiary tectonics of the St George's Channel basin, offshore south-west Wales; basin inversion, salt intrusion and north-east/south-west faulting - *Irish Journal of Earth Sciences*, **18**, 144-144 p.

SAPIN S. (1967) - Principaux résultats géologiques des travaux d'exploration réalisés par la Société nationale des pétroles d'Aquitaine dans le Sud-Ouest du bassin de Paris - *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), **IX**, 327-354 p.

SCHUURMAN W.M.L. (1977) - Aspects of Late Triassic palynology. 2. Palynology of the "Grès et schistes à *Avicula contorta*" and "Argiles de levallois" (Rhaetian) of northeastern France and southern Luxemburg - *Review of Palaeobotany and Palynology*, **23**, 159-253 p.

SERRA O. (1979) - Diagraphies différées; bases de l'interprétation; Tome 1; Acquisition des données diagraphiques - *Bulletin du Centre de Recherche de Pau, SNPA*, **1**, 326 p.

SERRANO O. (2001). - Le Crétacé supérieur - Paléogène du bassin compressif Nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour). Sédimentologie, Stratigraphie, Géodynamique. **Thèse de Doctorat**. Université Géosciences Rennes1, Mémoire Géosciences 101, 173 p.

SERRANO O., DELMAS J., HANOT F., VIALLY R., HERBIN J.P., HOUEL P. & BRUNO. T. (2006). - Le Bassin d'Aquitaine : Valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier. Eds. Orléans. Edition BRGM. 245 p.

SHAHIDI A. (2008). - Evolution Tectonique du nord de l'Iran (Alborz et Kopet Dagh) depuis le Mésozoïque. **Thèse de doctorat**. Université Pierre et Marie Curie, 500 p.

- SIMMS M.J. & RUFFELL A.H. (1990) - Climatic and biotic change in the Late Triassic - *Journal of the Geological Society of London*, **147**, 321-327 p.
- SISSINGH W. (2006) - Syn-kinematic palaeogeographic evolution of the West European Platform: correlation with Alpine plate collision and foreland déformation - *Netherland. J. Geosc.*, **85**, 2, 131-180.
- SMITH W.H.F. & WESSEL P. (1990) - Gridding with continuous curvature splines in tension - *Geophysics*, **55**, 3, 293-305 p.
- STAMPFLI G.M. & BOREL G.D. (2002) - A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons - *Earth and Planetary Science Letters*, **196**, 1-2, 17-33 p.
- STAMPFLI G.M. & KOZUR H.W. (2006) - Europe from the Variscan to the Alpine cycles - *Geological Society, London, Memoirs*, **32**, 57-82 p.
- THIEBAUT J. (1973) - Au sujet des ophiolites des Pyrénées (le point des travaux actuels) - *Annale Scientifique de l'Université de Besançon*, **3**, 20, 5-14 p.
- THIRY M., QUESNEL F., YANS J., WYNS R., VERGARI A., THEVENIAUT R., SIMON-COINÇON R., RICORDEL C., MOREAU M.G., GIOT D., DUPUIS C., BRUXELLES L., BARBARAND J. & BAELE J.M. (2006) - Continental France and Belgium during the early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms - *Bulletin de la Société Géologique de France*, **177**, 3, 155-175.
- THIERRY J., VIDIER J.P., GARCIA J.P. & MARCHAND D. (1996) - Le Dogger du Boulonnais: lithostratigraphie, biostratigraphie et stratigraphie séquentielle des séries à l'affleurement - *Annales de la Société Géologique du Nord*, **4**, 127-155 p.
- TREMOLIERES P. (1981) - Mécanismes de la déformation en zone de plate-forme et application au Bassin de Paris - *Revue de l'Institut Français Pétrole*, **36**, 4, 395-428 et 579-593.
- TRUSHEIM F. (1961) - Über Diskordanzen im mitlteren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Weser und Ems - *Erdöl-Zeitschrift*, **77**, 361-367, p.
- TUCKER M.E. & WRIGHT V.P. (1990) - Carbonate Sedimentology - *Ed. Blackwell Science, Oxford*, 466p p.
- TURRILLOT P. (2010). - Fusion crustale et évolution tardi-orogénique du Domaine Sud Armoricaïn. **Thèse de 3ème cycle**. Université d'Orléans (Orléans, Loiret), 366 p.



- UNDERHILL J.R. & PARTINGTON M.A. (1993) - Use of genetic sequence stratigraphy in defining and determining a regional tectonic control on the 'mid-Cimmerian unconformity'; implications for North Sea basin development and the global sea level chart - *American Association of Petroleum Geologists Memoire*, **58**, 449-484 p.
- VAIL P.R., MITCHUM JR R.M., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON III S., SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATLELID W.G. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. C. E. Payton. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir. **26** 49-212 p.
- VAIL P.R. & MITCHUM R.M. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 1: Overview. Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. C. E. Payton. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir. **26** 51-52 p.
- VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIIVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris - *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8), **III**, 1301-1321 p.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUZ C. (1991). - The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. Cycles and events in stratigraphy. G. Einsele, W. Ricken et A. Seilacher. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag 617-659 p.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. & HARDENBOL J. (1988). - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. Sea-level changes: an integrated approach. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross et J. Van Wagoner, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. **42** 39-45 p.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M.J., CAMPION K.M. & RAHMANIAN V.D. (1990) - Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies - *American Association Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series*, **7**, 55 p. p.
- VIDIER J.-P., GARCIA J.-P., THIERRY J. & FAUCONNIER D. (1995) - Le Dogger du Boulonnais (Nord Bassin de Paris) nouveaux découpages chronologique et séquentiel des formations carbonatées jurassiques en bordure du massif Londre-Barbant - *Compte Rendu de l'Accadémie des Sciences de Paris*, **320**, série IIa, 219-226 p.

- VILAS L., ALONSO A., ARIAS C., GARCIA A., MAS J.R., RINCON R. & MELENDEZ N. (1983) - The Cretaceous of the Southwestern Iberian Ranges (Spain) - *Zitteliana*, **10**, 245-254 p.
- VINCENT B. (2001). - Sédimentologie et Géochimie de la diagenèse des carbonates. Application au Malm de la Bordure Est du Bassin de Paris. **Thèse de Doctorat**. Université de Bourgogne, 308 p.
- WEBER C. (1972). - Le socle antetriasique dans la partie sud du Bassin de Paris, d'après les données géophysiques. **Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle**. Université de Paris 6, 130 p.
- WRIGHT V.P. & BURCHETTE T.P. (1996) - Shallow-water carbonate environments. *In*: Reading, H.G. Ed., *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. - Blackwell Science, Oxford, 325-394 - p.
- WYNS R. avec la collaboration de HARDY R.(1979). Notice explicative, Carte géologique de France (1/50000), feuille Méru (126; 2e édition). Orléans, BRGM, 61 p.
- ZIEGLER P.A. (1990). - Geological atlas of western and central Europe. S. I. P. M. B.V. Eds. The Hague. 239 p.
- ZIEGLER P.A. & DÈZES P. (2007) - Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms - *Global and Planetary Change*, **58**, 237-269.

---

# **ANNEXES**

---



# **ANNEXE 1**

---

## **SYNTHESE BIOSTRATIGRAPHIQUE DU TRIAS AU MALM DU BASSIN DE PARIS**

---

**ANNEXE 1 – SYNTHÈSE BIOSTRATIGRAPHIQUE DU TRIAS AU MALM DU BASSIN DE PARIS .....285**

---

<b>6.6</b>	<b>Mise au point stratigraphique.....</b>	<b>286</b>
<b>6.7</b>	<b>Le Trias.....</b>	<b>288</b>
6.7.1	Échelle de référence .....	288
6.7.2	L'Est du Bassin de Paris (la Lorraine).....	288
6.7.3	Le Nord-Ouest du Bassin de Paris (La Normandie) .....	292
6.7.4	Le Sud-Ouest du Bassin de Paris (le Berry).....	292
<b>6.8</b>	<b>Le Lias.....</b>	<b>294</b>
6.8.1	Échelle de référence .....	294
6.8.2	L'Est du Bassin de Paris (la Lorraine).....	294
6.8.3	Le Nord-Ouest du Bassin de Paris (la Normandie).....	297
6.8.4	Le Sud-Ouest du Bassin de Paris (le Berry).....	298
<b>6.9</b>	<b>Le Dogger.....</b>	<b>304</b>
6.9.1	Échelle de référence .....	304
6.9.2	L'Est du Bassin de Paris (la Lorraine).....	304
6.9.3	Le Nord-Ouest du Bassin de Paris (la Normandie).....	307
6.9.4	Le Nord du Bassin de Paris (le Boulonnais) .....	308
6.9.5	Le Sud-Ouest du Bassin de Paris (le Berry).....	310
<b>6.10</b>	<b>Le Malm.....</b>	<b>315</b>
6.10.1	Échelle de référence .....	315
6.10.2	L'Est du Bassin de Paris (la Lorraine).....	315
6.10.3	Le Nord-Ouest du Bassin de Paris (la Normandie).....	317
6.10.4	Le Nord du Bassin de Paris (le Boulonnais) .....	318
6.10.5	Le Sud-Ouest du Bassin de Paris (le Berry).....	321

## ANNEXE 1 – SYNTHÈSE BIOSTRATIGRAPHIQUE DU TRIAS AU MALM DU BASSIN DE PARIS

---

La stratigraphie du Jurassique du Sud-Ouest du Bassin de Paris est relativement bien connue. Cependant, dans le but de réaliser une étude sur l'évolution géologique du Sud-Ouest du Bassin de Paris, effectuer un retour sur des données de terrains, calées biostratigraphiquement par ammonites est indispensable, préalablement à toute étude séquentielle. De plus, il s'avère que la nomenclature lithostratigraphique n'est pas homogénéisée, variant d'une carte géologique à l'autre (voir Tableau 2).

C'est pourquoi, il s'est avéré nécessaire d'effectuer un retour sur les datations qui avaient été proposées dans les quatre régions où affleure le Jurassique du Bassin de Paris. Ces régions enregistrent une bonne continuité dans les séries sédimentaires jurassiques et sont représentatives de la géologie du Nord, Sud, de l'Est et de l'Ouest du Bassin de Paris.

Les datations du Trias sont relativement peu existantes ce qui est principalement causé par le nombre très restreint d'affleurements dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris mais aussi parce que le Trias est caractérisé par des dépôts continentaux fluviaux offrant pour la plupart des datations pas palynologie. La plupart des datations robustes du Trias ont été réalisées par palynologie sur le puits de Couy<sup>1</sup> par Adloff *et al.* (1987) lors du programme Géologie Profonde de la France. Néanmoins, la plupart de ces datations sont en cours de ré-évaluation par José Díez Bienvenido (Departamento Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Universidad de Vigo, Espagne)

Les formations liasiques ont été relativement bien décrites par Mousterde (1952). Malheureusement, les éléments de datations sont souvent manquants (surtout pour l'Hettangien). Les formations du Dogger ont été bien décrites par Mousterde (1952) mais encore une fois, il manque de nombreux éléments de datation.

Cependant, la lithostratigraphie du Jurassique supérieur a été très bien décrite et datée par Debrand-Passard (1982).

Dans cette annexe, les formations sont présentées de la base au sommet de chaque étage géologique. Lorsqu'elles n'ont pas été datées, les noms de formations apparaissent en grisé.

## 6.5 MISE AU POINT STRATIGRAPHIQUE

Le cadre stratigraphique présenté ci-dessous (résumé dans le tableau 1) reprend dans les grandes lignes les découpages proposés par :

- Mousterde (1952) et Debrand-Passard (1982) pour la région du Berry
- Rioult (1967; 1991) pour la Normandie
- Geyssant *et al.* (1993) pour le Boulonnais
- Maubeuge (1945; 1949b; 1955b; 1955c; 1956; 1957; 1958a; 1958b; 1961; 1976b; 1976a) pour la Lorraine.

Les synonymies des noms de formations sont reportées dans le tableau 2.

L'échelle biostratigraphique utilisée est la zonation téthysienne proposée par le Groupe Français d'Étude du Jurassique (Cariou et Hantzpergue, 1997).



## 6.6 LE TRIAS

### 6.6.1 Échelle de référence

Le Trias affleure principalement dans l'Est du Bassin de Paris et est principalement daté par spores et pollens. Cependant, aucune échelle temporelle de spores et pollens n'existe actuellement. C'est pourquoi, dans ce travail, l'échelle de référence choisie pour le Trias est la biozonation des cératidés d'après Düringer et Hagdorn (1987). Toutefois, ces auteurs proposent une biozonation claire mais régionale des cératites (Muschelkalk supérieur lorrain) ce qui ne permet d'avoir un calage temporel que pour le Muschelkalk supérieur.

Pour l'Ouest de l'Europe, le Buntsandstein (i.e. unité lithologique) est fréquemment attribuée au "Permo-Trias" car à ce jour, aucune limite biochronologique évidente n'existe à la base du Trias, ce qui ne permet pas de délimiter de façon certaine la limite entre le Permien et le Trias à l'affleurement (Bourquin *et al.*, 2007). Cependant, alors que Courel *et al.* (1980) dataient les Grès d'Anweiler et les Grès de Senones de l'Est de la France du Trias inférieur (Buntsandstein inférieur), Durand (2006) les daterait du Permien supérieur d'après l'interprétation de nouvelles données sur un transect France-Bassin germanique.

Par diagraphie, il semble que la limite Permo-Trias soit relativement évidente car le Permien est très radioactif (faciès fluviaux lacustres) : il présente des valeurs très élevées de "gamma-ray".

En outre, au vu du bilan de la synthèse biostratigraphique du Trias effectuée dans cette annexe, une réévaluation des datations palynologiques est actuellement en cours, en collaboration avec J. B. Díez (Departamento Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Universidad de Vigo, Espagne). Ce travail va ré-évaluer les datations des auteurs en vérifiant les assemblages palynologiques présentés dans les publications et aussi au travers d'un rééchantillonnage du Trias du forage carotté de Couy1.

### 6.6.2 L'Est du Bassin de Paris (la Lorraine)

#### 6.6.2.1 Le Trias inférieur (Buntsandstein)

- Conglomérat inférieur
- Grès Vosgien
- Conglomérat principal
- Zone limite violette
- Couches intermédiaires
- Grès à Voltzia

C'est Grauvogel-Stamm (1978) qui a permis pour la première fois la datation du Grès à Voltzia du Nord-Est de la France. En effet, suite à une étude des organes reproducteurs isolés de Gymnospermes, dans le cadre de sa thèse de 3ème cycle (Grauvogel, 1969), Grauvogel-Stamm s'est appliqué à effectuer une étude paléobotanique de la flore du Grès à Voltzia ce qui lui a permis, entre autres, de dater ce grès du Trias inférieur (**Buntsandstein supérieur**).

J. B. Díez a repris les datations de Gall (1971) et a réévaluer la datation des Grès à Voltzia de l'Anisien inférieur (Base Pelsonien) (J. B. Díez communication personnelle).

Le Grès à Voltzia est donc daté du de l'Anisien inférieur (base Pelsonien).

#### 6.6.2.2 Le Trias moyen (Muschelkalk)

- Grès coquillers
- Complexe de Vollmunster
- Dolomie à *Myophoria orbicularis*
- Couches rouges

Les Couches rouges, formation inférieure du Muschelkalk moyen, sont datées par Adloff et collaborateurs (1982) par pollens. Ces auteurs ont effectué un échantillonnage tous les mètres et remarquent une prédominance de *Triadispora staplini*, *Illinites chitonoides*, *Alisporites grauvogeli*, *Sulcosaccispora minuta* et *Microcachrydites sittleri*. Cette association est attribuée à l'Anisien supérieur en raison d'une ressemblance "assez proche" d'une association (attribuée à l'Anisien supérieur) décrite dans le Bas-Languedoc (Doubinger et Adloff, 1981). Cela est confirmé par la présence de *Hexasaccites muelleri* et l'absence d'*Ovalipollis pseudoalatus* ce qui permet à ces auteurs d'attribuer un âge **Anisien supérieur** à cette formation des Couches rouges.

J. B. Díez a repris les datations d'Adloff *et al.*, (1982) et a réévaluer la datation des Couches rouges. Il s'avère que l'association présentée par Adloff *et al.*, (1982) est datée du Pelsonien/Fassanien (J. B. Díez communication personnelle). Cependant, les auteurs présentent une association palynologique des Couches rouges et des Couches grises! Il est nécessaire de retrouver les carottes originales afin de ré-effectuer la datation.

La formation Couches rouge n'est donc pas datée.

- Couches grises

Cette formation a été datée sur conodontes de l'Anisien par Kozur (1972; Kozur, 1975)

- Couches blanches

D'après Adloff *et al.* (1982) aucun fossile n'a été retrouvé dans ces couches.

- **Calcaire à Entroques**

Cette formation a été datée sur conodontes du Sommet de l'Anisien par Kozur (1972; Kozur, 1975)

- **Calcaire à Cératites**

Düringer et Hagdorn (1987) datent une partie du Calcaire à Cératites lorrain (Muschelkalk supérieur), de la zone à *Ceratites compressus* à la zone à *Ceratites laevigatus*. Le profil, levé très précisément par Düringer et Hagdorn, s'étend de la partie sommitale du Muschelkalk moyen jusqu'au milieu des Couches à Cératites.

Ces auteurs ne datent donc pas la limite Calcaire à Cératites / Calcaire à Térébratules mais juste la partie inférieure à moyenne des Calcaires à cératites du Muschelkalk moyen.

- **Calcaires à Térébratules**

Cette formation a été datée sur conodontes du sommet du Ladinien par Kozur (1972; Kozur, 1975)

### 6.6.2.3 Le Trias supérieur (Keuper)

- **Dolomie inférieure de la Lettenkhole**

Cette formation a été datée sur conodontes de la base du Carnien par Kozur (1972; Kozur, 1975)

- **Argiles de la Lettenkhole**

Grauvogel-Stamm et Düringer (1983) étudient la flore de la base des Argiles de la Lettenkhole. Ils recensent de nombreuses sporophylles de Lycophytes (*Annalepsis zeilleri*) ainsi que des spores principalement représentés par *Aratrisporites* et *Tenellisporites*. Ils proposent une datation de la **fin du Trias moyen**, d'après des datations effectuées par d'autres auteurs (Gall *et al.*, 1977), sur la microfaune de la Lettenkhole du bassin germanique.

Cette datation n'est donc pas une datation par contenu fossile trouvé par les auteurs in situ. Une réévaluation de leur récolte pollinique est indispensable pour vérifier cette datation.

- **Dolomie limite de la Lettenkhole**

- Couches à pseudomorphoses
- Formation salifère

Dans les marnes irisées (Keuper moyen), Geisler *et al.* (1978) datent la Formation salifère du Carnien inférieur. En effet, ces auteurs déterminent, après comptage sur 10 échantillons situés à la base et au sommet de la formation salifère, une association de pollen dominée par *Triadispora aurea* suivie d'*Ovalipollis* ainsi que par *Camerosporites secatus*. Cette association est, d'après eux, caractéristique du Carnien inférieur.

J. B. Díez a repris les datations de Geisler *et al.* (1978). Il réévalue l'association complète présentée par les auteurs du Ladinien-Carnien sans certitude, l'association palynologique n'étant pas caractéristique (J. B. Díez communication personnelle).

L'association palynologique réévaluée par J. B. Díez daterait cette formation du Ladinien/Carnien.

- Couches à estéries
- Grès à roseaux

Les Grès à roseaux sont une formation qui est caractérisée par des fossiles de végétaux très abondants. Ricourt (1968) recense avec précision les fossiles présents dans le Grès à roseaux. Sans présenter un affleurement, Ricourt nous liste quinze espèces végétales qu'il a reconnues dans l'Est de la France. Il date le grès à Roseaux du **Keuper moyen** par la fréquence et la faible extension verticale de *Equisetum mytharum* qui d'après lui, est caractéristique de cet étage.

Ricourt (1968) ne décrit pas les limites haute et basse du Grès à roseaux et ne situe aucun affleurement (et donc aucune position d'échantillon). Cette datation (Keuper moyen) n'est donc pas suffisamment précise pour être validée.

- Argiles bariolées intermédiaires
- Dolomie de Beaumont
- Argiles de Chanville
- Argiles bariolées dolomitiques
- Grès rhétien

Schuurmann (1977) date les Grès rhétien sur six coupes situées en Lorraine du Rhétien d'après leurs assemblages pollinique.

J. B. Díez a réétudié les datations de Schuurmann (1977). Sur 12 échantillonnages effectués dans la formation des Grès Rhétien par Schuurmann, 1 est datés du Julien (Carnien moyen)-

Norien, 1 du Norien supérieur/Rhétien, 1 du Rhétien inférieur/moyen et 9 du Norien supérieur (J. B. Díez communication personnelle).

Cette formation semble datée du Norien supérieur mais un rééchantillonnage est indispensable pour lever l'incertitude de la réévaluation (J. B. Díez communication personnelle).

- **Argiles de Levallois**

Adloff et Doubinger (1982) analysent 129 échantillons de pollens et spores, de cinq puits (sondage F503, F504, F505, F506 et F509) recoupant le Rhétien et l'Hettangien inférieur. Ce n'est que dans les Argiles de Levallois qu'ils retrouvent une unique association très diversifiée de spores (*Matanisporites crassiangulatus*, *Triancoraesporites ancorae*, *T. cf. reticulatus*, *Triancoraesporites sp.*, *Zebrasporites laevigatus*, *Z. interscriptus*, *Limbosporites lundbladii*, *Limbosporites sp.* et *Neochomotriletes triangularis*). Cette association leur permet de dater ces argiles du Rhétien supérieur.

Au vu du nombre d'échantillons et de leurs positions sur les forages, cette datation (Rhétien supérieur) semblerait très bien contrainte. Cependant, ces auteurs proposent des associations polliniques inter-puits en postulant *a priori* qu'ils échantillonnent les argiles de Levallois. Ainsi, à cause de ce postulat de départ, ils ont échantillonné des formations différentes et donc leurs assemblages regroupent des pollens d'âges différents.

J. B. Díez a repris les datations d'Adloff et Doubinger (1982). Il réévalue la datation des Argiles de Levallois au Rhétien inférieur/moyen (J. B. Díez communication personnelle).

Les Argiles de Levallois sont donc datés du Rhétien inférieur/moyen (J. B. Díez communication personnelle).

### **6.6.3 Le Nord-Ouest du Bassin de Paris (La Normandie)**

- **Assises de Neuilly-la-Forêt**
- **Assises d'Eroudeville**
- **Argiles à Lignite d'Airel**

### **6.6.4 Le Sud-Ouest du Bassin de Paris (le Berry)**

Les datations proposées dans cette zone Sud-Ouest pour le Trias ont été principalement effectuées par Adloff *et al.* (1987; 1992) sur le forage de Couy<sup>1</sup>. Cependant, comme expliqué précédemment, ces datations sont actuellement en cours de réévaluation. Il faut donc

considérer les datations d'Adloff *et al.* (1987; 1992) qu'à titre indicatif car elles seront peut-être infirmées après la future réévaluation des datations palynologiques par J. B. Díez.

- **Grès de la forêt de Tronçais**

Daté par palynologie du Ladinien (Adloff <i>et al.</i> , 1987; Adloff <i>et al.</i> , 1992)
---

- **Dolomie d'Urçay - Dolomie des Ponteaux**

Daté par palynologie de la base du Carnien (Adloff <i>et al.</i> , 1987; Adloff <i>et al.</i> , 1992)
---

- **Grès et argiles infrakaoliniques**

Daté par palynologie du Carnien et du Norien (Adloff <i>et al.</i> , 1987; Adloff <i>et al.</i> , 1992)
---

- **Grès de St. Réverien**

Daté par palynologie du Rhétien (Adloff <i>et al.</i> , 1987; Adloff <i>et al.</i> , 1992)
--

## 6.7 LE LIAS

### 6.7.1 Échelle de référence

L'échelle de référence choisie pour le Lias est la biozonation par ammonites proposée par la synthèse du Bassin de Paris (Mégny, 1980b) et le Groupe Français d'Etude du Jurassique (Cariou et Hantzpergue, 1997).

### 6.7.2 L'Est du Bassin de Paris (la Lorraine)

- **Calcaires à Gryphées**

Hilly *et al.*, (1977) reconnaissent cette formation de par la présence constante de Gryphées (*Liogrypha arcuata*) dans les marnes comme dans les calcaires. Guérin-Franiatte et Hanzo (1992) puis Hanzo *et al.* (2000) datent par ammonites le Calcaire à gryphées de la région de Xeuillet. L'analyse fine d'un affleurement leur a permis de mettre en évidence la succession précise des biozones d'ammonites de l'Hettangien au Sinémurien inférieur (zone à Planorbis jusqu'à la zone à Semicostatum). Chaque fossile trouvé a été replacé précisément sur un log.

Cette datation (zone à Planorbis jusqu'à la zone à Semicostatum) est très robuste de par la méthode utilisée et les fossiles trouvés.

- **Argiles à promiceras**

D'après (Hilly *et al.*, 1977) un affleurement en bordure du chemin entre Ormes-et-Ville et le bois d'Ormes a livré quelques Bélemnites ainsi que de petites Ammonites pyritisées (*Cymbites* sp., *Leptechioceras* sp., *Gagaticeras* sp.). Minoux *et al.* (1978) recensent des *Ammodiscus* (= *Involutina*) *aspera*, *Fronicularia baueri*, *F. sulcata*, *F. quadricosta*, *Marginulinopsis vetusta*, *Dentalina terquemi*, *D. multicostata*, *Marginulina prima*, *Nodosaria* cf. *dispar*.

Cette formation serait datée de la zone à Promicroceras sans avoir donné de fossiles types.

- **Calcaire ocreux**

Le Calcaire ocreux représenté par un ou plusieurs bancs de calcaire se révèle riche en Bélemnites et en Gryphées (*Liogrypha obliquata*) et quelques Ammonites du genre *Gleviceras* ont été récoltées au Sud de Flavigny (Hilly *et al.*, 1977). Minoux *et al.* (1978) recensent de nombreuses *Gryphaea obliqua*, *Belemnites paxillosus*, *Echioceras raricostatum*, *Oxynticeras* sp. (rare).

Cette formation serait datée des zones à Oxynotum et Raricostatum grâce aux fossiles indices recensés par Minoux *et al.* (1978).

- **Marnes à *Z. numismalis***

Minoux *et al.* (1978) recensent de nombreuses *Phylloceras ibex*, *Uptonia jamesoni*, *Phrycodoceras taylori*, *Zeileria numismalis*, *Liogryphaea cymbium*.

Cette formation serait datée des zones à Jamesoni et Ibex grâce aux fossiles indices recensés par Minoux *et al.* (1978).

- **Calcaire à *P. davoei***

Minoux *et al.* (1978) recensent dans cette formation très fossilifère : *Belemnites paxillosus*, *B. (Hastites) clavatus*, *B. breviformis*, *Deroceras (Prodactylioceras) davoei*, *Lytoceras (Fimbrilytoceras) fimbriatum*, *Aegoceras (Androgynoceras) capricornu*, Lamellibranches, Brachiopodes.

Cette formation semble datée de la zone à Davoei de part la présence du fossile indice par Minoux *et al.* (1978).

- **Argiles à amalthées**

Maubeuge (1958b) daterait par ammonites la partie supérieure des Argiles à Amalthées, de la zone à Margaritatus. Maubeuge ne donne pas plus de précision dans sa publication.

Cependant, Allouc et Guérin-Franiatte (1981) remarquent eux aussi le sommet des argiles à Amalthées à la base du front de taille de la carrière de Jouy-aux-Arches. Ils recensent des *Amaltheus margaritatus* qui correspondent au sommet de la zone à Margaritatus. Cette datation est plus précise que celle de Maubeuge (1958b) cependant Allouc et Guérin-Franiatte (1981) ne décrivent pas la position stratigraphique des ammonites observées. De plus la base des argiles à Amalthées n'est pas datée.

Cette datation (zone à Margaritatus) n'est donc pas suffisamment argumentée pour être validée.

- **Grès médioliasique**



Près de Metz, dans la carrière de Jouy-aux-Arches, Allouc et Guérin-Franiatte (1981) ont étudié le Grès médioliasique. Ils ont décrit l'affleurement et positionné toutes les ammonites reconnues du Pliensbachien au Toarcien inférieur caractérisant la zone à *Spinatum*.

Ces auteurs ont daté précisément les Grès médioliasiques dans la zone à *Spinatum*. Cette datation est justifiée par de nombreuses espèces d'ammonites recensées.

- **Grès de Bourmont**

Allouc et Guérin-Franiatte (1981) ont également daté la formation précédente, ont aussi daté les Grès de Bourmont (base du Toarcien) dans la zone à *Tenuicostatum* d'après la reconnaissance de nombreuses ammonites caractéristiques.

Cette datation (zone à *Tenuicostatum*) est aussi précise que la datation de la formation précédente de par le nombre d'ammonites recensées et le positionnement clair des ammonites sur le log de l'affleurement.

- **Schistes cartons**

Maubeuge (1976b) puis Allouc et Guérin-Franiatte (1981), datent la base des Schistes cartons de la base de la zone à *Serpentinus*. Allouc et Guérin-Franiatte (1981) proposent de marquer le début de la zone à *Serpentinus* par l'apparition du premier *Harpoceras falcifer*.

Ces auteurs recensent de nombreuses ammonites sans toutefois les positionner précisément. De plus, ils ne fixent pas la limite supérieure de la zone à *Serpentinus*. Donc la base des Schistes cartons est bien précisée et datée contrairement à son sommet.

- **Marnes à Bifrons**

Maubeuge (1958b) observe dans "les argiles grises" (attribuées aux Marnes à Bifrons) de nombreux *Hildoceras bifrons*, en cartographiant la feuille de Toul (Maubeuge, 1950). Il propose ainsi que les Marnes à Bifrons soient datées de la zone à *Hildoceras*.

Maubeuge ne décrit aucun affleurement, ni le sommet, ni la base de ces marnes. En outre, cet auteur ne donne pas la position stratigraphique des ammonites trouvées. Cette datation (zone à Bifrons) n'est pas suffisamment précise pour être acceptée.

- **Marnes à A. voltzi**

D'après Hanzo (1980), ces argiles contiennent *Astarte voltzi* qui est le fossile caractéristique de la formation. Il est accompagné de *Harpoceras striatulum*. De plus, Le Roux *et al.* (1983)

recensent des *Grammoceras striatulum*, *Pseudogrammoceras fallaciosum*, *Hammatoceras insigne* caractéristiques de la zone à Thouarsense.

La datation de cette formation (zone à Thouarsense) ne peut être acceptée car aucune justification quant au positionnement de ces ammonites n'est proposée par les auteurs.

- **Grès supraliasique**

Le Roux (1980) a replacé dans les échelles biostratigraphiques récentes les anciennes datations (Maubeuge, 1949b; Maubeuge, 1957) de la formation des Grès supraliasiques et de la formation ferrifère (formation sus-jacente, voir ci-après).

Les Grès supraliasiques sont ainsi datés de la zone à Insigne de façon précise.

- **Formation ferrugineuse**

La formation ferrugineuse comprend le Toarcien terminal (zones à *Pseudoradiosa* et *Aalensis*) et l'ensemble de l'Aalénien d'après une faune importante d'ammonites (Le Roux, 1980). La limite Toarcien-Aalénien serait située au dessous de la Couche rouge supérieure. La couche rouge sableuse représenterait la zone à *Opalinum* et le début de la zone à *Murchisonae*.

### **6.7.3 Le Nord-Ouest du Bassin de Paris (la Normandie)**

Riout (1967) recense toute la faune liasique (céphalopodes, brachiopodes, gastéropodes, foraminifères...) de Normandie. Il date ainsi toute la succession lithologique liasique de Normandie.

Les biozonations proposées sont suffisamment robustes pour être acceptées car l'étude qu'il a menée est très complète que ce soit en stratigraphie aussi bien qu'en biostratigraphie. Les zonations d'ammonites sont proposées ici lorsque l'unité lithostratigraphique est datée par Riout (1967).

Du plus ancien au plus récent :

- **Couches d'Huberville – ZONE A PLANORBIS**
- **Calcaires d'Osmainville et de Valogne – ZONE A LIASICUS**
- **Flaque à *Schlotheimia* – ZONE A ANGULATA**
- **Calcaires à gryphées – ZONES A ROTIFORME, BUCKLANDI, SEMICOSTATUM, BIRCHI, OBTUSUM, OXYNOTUM, RARICOSTATUM**
- **Calcaire à numismalis – ZONES A IBEX ET JAMESONI**
- **Marnes à bélemnites – ZONES A DAVOEI ET STOKESI**

- **Banc de Roc avec, à la base, le conglomérat de Tilly – ZONES A SPINATUM ET MARGARITATUS**
- **Calcaires argileux à Orthodactylites et Couches à Tenuicostatum – ZONES A TENUICOSTATUM**
- **Schistes cartons et argiles à poissons – ZONE A SERPENTINUM**
- **Calcaires et marnes à Harpoceras et Hildoceras – ZONES A BIFRONS**
- **Marnes à Haugia – ZONE A VARIABILIS**
- **Calcaires à grains ferrugineux – ZONES A THOUARSENSE ET A DISPANSUM**
- **Marnes à ammonites phosphatées – ZONE A PSEUDORADIOSA**
- **Oolithe ferrugineuse aalénienne – ZONE A AALENSIS**

#### 6.7.4 Le Sud-Ouest du Bassin de Paris (le Berry)

Malgré l'absence de la position des fossiles sur une coupe, les datations de Mousterde peuvent être acceptées car cet auteur est un ammonitologue reconnu pour avoir participé à l'établissement de la zonation des ammonites ainsi qu'à la synthèse biostratigraphique du Jurassique ouest européen et méditerranéen de 1997 (Cariou et Hantzpergue, 1997). Ainsi ses datations ont été vérifiées et acceptées mais ne seront pas développées dans cette annexe.

- **Calcaire oolithique**

Cette formation n'est datée que par la présence d'une ammonite, *Alsatites laqueus*, espèce caractéristique de la zone à Liasicus sous-zone à Laqueus (Mousterde, 1952).

Cette datation (zone à Liasicus sous-zone à Laqueus) n'est pas très contrainte car aucun positionnement sur une coupe n'a été effectué par l'auteur.

- **Dolomie**

Cette formation n'est datée que d'après la présence de *Schlotheimia angulata* (espèce indice de la zone à Angulata) (Mousterde, 1952).

Cette formation, datée de la zone à Angulata, reste peu contrainte car il manque le positionnement des ammonites recensées sur une coupe.

- **Calcaire blanc noduleux**

Cette formation est datée, d'après Mousterde (1952), par la présence de nombreux *Coroniceras rotiforme* (espace indice de la zone à Rotiforme)

Cette formation, datée de la zone à Rotiforme, reste peu contrainte car il manque le positionnement des ammonites recensées sur une coupe.

- **Calcaires bioclastiques à Gryphées**

Mouterde (1952) recense de nombreuses *Arnioceras cf. ceratitoides*, *A. cf. elegans*, *A. sp.*, *Pararnioceras sp.* avec la présence de gryphées et de bélemnites. Il note à la base de cette formation de nombreux *Coroniceras bucklandi* associés à des *Arnioceras*. De plus, Fraisse *et al.* (1987) recensent des *Arnioceras cf. semicostatum*, *A. aff. ceratoides*, *Metarnioceras sheppardi*, *M. pellati*, *Paracaroniceras gmuendense*, caractéristiques de la zone à *Semicostatum*.

D'après l'échelle biostratigraphique proposée par le Groupe Français d'Étude du Jurassique (Cariou et Hantzpergue, 1997) *Arnioceras* est le genre stratigraphique de la zone à *Semicostatum*, *Coroniceras bucklandi* est l'espèce indice de la zone à *Bucklandi*.

Cette formation est donc datée grâce à de nombreux fossiles décrits de façon précise, d'une partie de la zone à *Bucklandi* et de la zone à *Semicostatum*. Cependant il manque une coupe et le positionnement des fossiles recensés sur celle-ci pour avoir une biostratigraphie bien contrainte.

- **Calcaires et marnes**
- **Alternances de calcaires argileux et de marnes à *Gryphea cymbium***

Mouterde (1952) date grâce à la présence d'espèces indices. Ainsi, sur une coupe, il recense, entre autres, de nombreuses *Gryphea cymbium*, *Asteroceras obtusum* (espèce indice de la zone à *Obtusum*), *Oxynoticeras oxynotum* (espèce indice de la zone à *Oxynotum*) et *Echioceras raricostatum* (espèce indice de la zone à *Raricostatum*). Fraisse *et al.* (1987) recensent les mêmes ammonites (*Arnioceras sp.*, *Asteroceras sp.*, *Oxynoticeras oxynotum*).

Cette formation est datée de façon précise de la zone à *Obtusum* à la zone à *Raricostatum*.

- **Calcaires argileux**

Mouterde et Dommergues (1978) ont levé une coupe et ont situé précisément les fossiles trouvés. Ils ont recensé un très grand nombre d'ammonites typiques des zones à *Jamesoni* (une *Uptonia jamesoni* et de nombreuses *Uptonia* voisines) et *Ibex*. L'espèce indice *Tragophylloceras ibex* est très rare mais de nombreux *Tropidoceras* et *Acanthopleuroceras* (espèce indice de la zone à *Ibex*) ont été recensés par Mouterde (1952).

Cette datation (Zone à Jamesoni et Ibex) est très précise, cependant les auteurs ne décrivent ni la base ni le sommet de cette formation.

- **Marnes à nodules et fossiles phosphatés**

Mouterde (1952) date cette formation de la zone à Davoei par la présence de quelques *Prodactylioceras davoei* (espèce indice de la zone à Davoei).

Cet auteur ne présente ni coupe ni positionnement du contenu fossilifère. Cependant, il décrit les nombreux fossiles présents sur l'affleurement considéré et l'épaisseur de cette formation. Cette dernière est datée de la zone à Davoei.

- **Calcaires argileux et marnes**

Cette formation est datée de la zone à Margaritatus par la présence de nombreuses *Amaltheus margaritatus* (espèce indice de la zone à Margaritatus) associées à *Agassicerias centriglobum* et à de nombreux *Arieticerias* (Mouterde, 1952). Balusseau (1980) recense de nombreuses ammonites de la zone à Margaritatus telles que *Amaltheus margaritatus*, *A. sp.*, *A. cf. margaritatus*, *A. subnodosus*, *A. cf. subnodosus* associées à de nombreuses *Arieticerias algodians*, *A. fontanellense*, *A. sp.* De plus, Fraisse *et al.* (1987) observent *Pseudopecten aequivalis*, *Zeilleria quadrifida*, *Rhynchonella acuta*, *Spiriferina humida* associées à *Amaltheus margaritatus* de la zone à Margaritatus.

Cette formation est datée de la zone à Margaritatus même si les auteurs ne présentent pas de coupe ni le positionnement stratigraphique des fossiles recensés.

- **Calcaires argileux**

D'après Mouterde (1952), cette formation est caractérisée par une faune dominée par des brachiopodes, bélemnites, lamellibranches, plicatules, pectinidés, et des gryphés. Parmi les quelques ammonites, l'auteur recense *Paltopterocheras spinatum*, espèce indice de la zone à Spinatum.

Cette formation est donc datée de la zone à Spinatum malgré le manque d'une coupe et du positionnement des ammonites recensées sur celle-ci.

- **Marnes et calcaires à Dactylioceras**

D'après Mouterde (1952), cette formation est datée de la zone à Tenuicostatum par l'espèce indice *Dactylioceras tenuicostatum* associée à d'autres dactylioceras.

Gely *et al.* (1996) recensent dans le forage de Couy, à 352.1m, un *Dactylioceras cf. semicelatum*, espèce indice de la zone à *Tenuicostatum*, sous-zone à *Semicelatum*.

Cette formation est donc datée de la zone à *Tenuicostatum*.

- **Schistes et calcaires à poissons**

D'après Mousterde (1952), la faune de cette formation est abondante en *Harpoceras*, *Harpoceratoides* et *Hildoceratoides* et *dactylioceratoides*. Les fossiles sont très aplatis, déformés, et caractéristiques de la zone à *Serpentinum* (Mousterde l'appelle la zone à *Harpoceras falciferum*). De plus l'espèce indice de la zone à *Bifrons* (*Hildoceras bifrons*) est très abondante. Gely *et al.* (1996) observent dans le sondage de Couy1, un *Harpoceras* gr. *complanatus* (à 336m). Mourier (1983) observe quelques *Tiloniceras* et des *Dactylioceras* sp.. Balusseau (1980) observe un *Harpoceras pseudoserpentinum* (zone à *Serpentinum*, sous-zone à *Falciferum*, horizon à *Pseudoserpentinum*), des *Hildoceras* sp., *H. crassus*, *H. cf. crassum*, *H. lusitanicum*, *m. H. lusitanicum*, *H. cf. lusitanicum*, *H. cf. tethysi*, *Dactylioceras* sp., *Dactylioceras* sp. commune espèce indice des horizons à *Sublevisoni*, *Tethysi* et *Lusitanicum* de la zone à *Bifrons*.

Ces auteurs datent cette formation des zones à *Serpentinum* et *Bifrons* malgré le manque d'une coupe et du positionnement des ammonites recensées sur celle-ci.

- **Marnes micacées**

Mousterde (1952) reconnaît les espèces indices de l'horizon à *Variabilis*, zone à *Variabilis* (*Haugia variabilis*), l'espèce indice de la zone à *Thouarsense* (*Grammoceras toarcense*), l'espèce indice de la zone à *Speciosum* (*Hammatoceras speciosum*), l'espèce indice de la sous-zone à *Levesquei* (zone à *Pseudoradiosa* ; *Dumortieria levesquei*) ainsi que l'espèce indice de la zone à *Aalensis* (*Pleydellia aalensis*).

De plus, Balusseau (1980) recense, pour cette formation, un *Pseudogrammoceras cf. Bingmanni* (indice de zone à *Thouarsense*, sous-zone à *Bingmanni*, horizon à *Bingmanni*) ainsi que des *Pseudogrammoceras doerntense* et *P. cf. doerntense* (indice de la zone à *Thouarsense*, sous-zone à *Thouarsense*, horizon à *Doerntense*). Il repère aussi des *Esericas fascigerum*, *E. cf. fascigerum* (indice zone à *Thouarsense*, sous-zone à *Fascigerum*, horizon à *Fascigerum*), des *Grammoceras* sp. *G. cf. penestriatulum*, *G. cf. thouarsense*, *G. cf. thouarsense comptum*, *Pseudogrammoceras cf. fallaciosum* et *Dumortieria spasicosta*.

En outre, Mourier (1983) recense des *Hildoceras bifrons* (indice de la zone à *Bifrons*) accompagnés d'*Hildoceras* sp., *H. cf. apertum*, *H. cf. semipolatum*, *H. sp. (comprimé)*. Il observe de nombreuses *Haugia variabilis* (indice de la zone à *Variabilis*) accompagnées de

nombreuses *Parvamussium*, quelques *Haugia beani*, *H. cf. philippsi*, *Haugiella sp.*, quelques *Pseudogrammoceras* et quelques *P. struckmani*. Il recense des *Grammoceras* (indice de la zone à Thouarsense) accompagnées de *G. sp.*, *G. cf. thouarsense*, *G. thouarsense*, *G. penestriatulum*, de nombreuses *Esericeras sp.* (de petites tailles), des *Pseudogrammoceras cf. struckmani*, *P. cf. bingmani*, *P. cf. doerntense*, *P. cf. pseudostruckmani*, *P. pseudostruckmani*. Il remarque de nombreuses *Dumortieria sp.*, *D. levesquei* (indices de la zone à Speciosum), *D. cf. sparsicosta*, *D. sp.* côtes fines. Il observe des *Inoceramus gryphées* de grande taille, des *Pleydella sp.*, *P. cf. mactra*, *P. gr. aalensis* (indice de la zone à Aalensis), et *P. buckmani*.

Bien que la succession des horizons observés par Mouterde (1952) ne soit pas détaillée, comme la sous-zone à Levesquei dont la récolte de fossiles n'a été effectuée que dans "des vignes", cette datation (zones à Bifrons, Variabilis, Thouarsense, Speciosum, Aalensis) semble suffisamment robuste de par la description de toutes les zones et sous-zones du Toarcien terminal, appuyée pour partie par la description de Balusseau (1980) ainsi que par celle proposée par Mourier (1983).





## 6.8 LE DOGGER

### 6.8.1 Échelle de référence

L'échelle de référence choisie pour le Dogger est la biozonation par ammonites proposée par la synthèse du Bassin de Paris (Mégrien, 1980b) et le Groupe Français d'Etude du Jurassique (Cariou et Hantzpergue, 1997).

### 6.8.2 L'Est du Bassin de Paris (la Lorraine)

- **Formation ferrugineuse**

Comme expliqué précédemment (4.2.1.), la formation ferrugineuse serait inscrite entre la base de la zone à *Pseudoradosa* et le sommet de la zone à *Murchisonae* (Le Roux, 1980).

- **Marnes micacées**

Maubeuge (1945), suite à de nombreuses recherches et observations d'ammonites dans les mines du Bassin de Nancy, date les marnes micacées et la partie inférieure des calcaires sableux du Bajocien inférieur (zone à *Discites*). En effet, il remarque une faune abondante en ammonites (*Hyperlioceras discites*, *Dorsetensia*).

Maubeuge met bien en évidence la limite Marnes micacées-Calcaire sableux. Cependant, il ne situe pas ses échantillons sur un affleurement. Il présente seulement les ammonites qu'il a trouvées, ce qui ne donne pas à cette formation une datation (Zone à *Discites*) bien contrainte.

- **Calcaires sableux**

Les ammonites y sont fréquentes et appartiennent presque toutes au genre *Sonninia* et *Hyperlioceras* (dont *Witchellia laeviscula*, *Stephanoceras sauzei* et *Sonninia sowerbyi*) (Maubeuge, 1955b; Le Roux, 1980; Le Roux *et al.*, 1983) caractérisant d'après Cariou et Hantzpergue (1997) les zones à *Laeviuscula*.

La formation des Calcaires sableux, datée de la zone à *Laeviuscula*, est bien contrainte par le nombre d'ammonites recensées mais pas au niveau de la limite supérieure de cette formation qui n'est pas précisée par les auteurs.

- **Calcaires à entroques**

Le Roux *et al.* (1983), lors de la cartographie de la feuille de Briey a récolté quelques ammonites (*Stephanoceras sauzei*, *S. polychides*, *S. baylaenum*). Ces ammonites lui ont permis une datation de cette formation de la zone à Propinquans.

Cette datation (zone à Propinquans) n'est pas contrainte à la base et au sommet des calcaires à entroques.

- **Polypiers inférieurs et supérieurs**

D'après Mangold *et al.* (1991) cette formation est datée du Bajocien inférieur (Zone à Humphriesianum) par *Teloceras* et *Stephanoceras*. Ces auteurs s'appuient sur la révision du Jurassique moyen réalisé par Le Roux (1980). Le Roux a récolté de nombreuses ammonites datées de la zone à Humphriesianum.

Cette datation (zone à Humphriesianum) semble correcte bien qu'aucune précision sur le sommet et la base de cette formation ne soit formulée par les auteurs.

- **Marnes de Longwy**

Maubeuge (1955a) note de nombreuses ammonites caractéristiques de la zone à Niortense. Par la suite, Maubeuge (1959) en cartographiant la feuille de Longwy-Audun-Le-Roman découvre un *Garantiana garanti* et un *Strenoceras*. D'après Le Roux (1983) la faune est riche mais très rare en ammonites. En effet, il recense *Ostrea acuminata*, *Pseudomonotis echinata*, *Trigonia*, *Homomya*, *Lima*, *Stomechinus*, *Echinobrissus*...

Sachant que Maubeuge a effectué de nombreuses cartes géologiques et a étudié de nombreuses formations du Dogger, sa datation (zone à Niortense) peut être prise en compte sans toutefois l'affirmer comme étant robuste car elle n'est justifiée que sur la présence de deux ammonites.

- **Oolithe miliare inférieure (ou Oolithe de Maxéville)**

Cette formation est un calcaire bien classé, à oolites millimétriques et stratifications obliques (Flageollet *et al.*, 1985). La faune est pratiquement inexistante et les ammonites très rares.

Maubeuge (1955a) y a cependant décrit une *Garantiana garanti* qui attribuerait cette formation à la zone à Garantiana.

- **Oolithe à Clypeus ploti**

De nombreuses ammonites ont été décrites (essentiellement des *Parkinsonia* typiques de la zone à Parkinsoni) (Gardet, 1943; Maubeuge, 1949a). Maubeuge (1961) observe que cette

formation est très fossilifère avec de nombreuses *Clypeus ploti*, *Homomya*, *Pholadomya*. Ensuite, Le Roux (1983) recense de nombreuses *Parkinsonia parkinsoni* et *P. subarietis*.

Cette datation (zone à Parkinsoni) semble suffisamment robuste bien qu'il manque la position exacte des ammonites au sein de cette formation.

- **Caillasse à Anabacia**

Le nom de cette formation vient de la bioturbation intense qui détruit pratiquement la stratification horizontale (Flageollet *et al.*, 1985). Maubeuge (1961) décrit dans la caillasse à Anabacia de nombreux fossiles (*Clypeus*, Lamellibranches divers, *Asarte*, *Anabacia* fréquentes). Cependant, Maubeuge ne situe pas ses échantillons et ne semble pas avoir trouvé une ammonite caractéristique qui définisse la zone à Zig-zag. Maubeuge montre juste que la caillasse à Anabacia se situe entre l'Oolithe à *Clypeus ploti* et les marnes à Rynchonelles inférieures. Cependant, Mangold *et al.* (1991) datent la caillasse à Anabacia de la base de la zone à Zigzag jusqu'à la sous-zone à *Yeovilensis*. De plus, Le Roux *et al.* (1983) puis Flageollet *et al.* (1985) recensent un grand nombre d'ammonites (comme : *Parkinsonia acris*, *P. cf. bomfordi*, *P. depressa*, *P. pachypleura*, *P. complanata*, *P. cf. dorni*, *Gonolkites subgaleata*) qu'il date de la zone à Zigzag (sous-zone Bomfordi et Convergens)

Cette formation semble donc datée de la zone à Zigzag mais il manque le positionnement des fossiles recensés sur une coupe afin d'avoir une datation précise.

- **Marnes à Rynchonelles inférieures**

Le Roux (1983) ne propose pas d'ammonites pour cette formation mais seulement des rhynchonelles et des huîtres auxquelles sont associées des térébratules (*Terebratula*, *Zeilleria* et *Waldheimia*) qu'il attribue à la zone à Subcontractus. Des ammonites sont recensées (*Perisphinctidae*) parmi un très grand nombre de rhynchonelles (Maubeuge *et al.*, 1959).

Cette datation est datée de la zone à Subcontractus mais l'auteur ne présente pas le positionnement stratigraphique des ammonites.

- **Caillasses à Rynchonelles**

Le Roux *et al.* (1983) recense un très grand nombre d'ammonites (*Morrisiceras*, *Oxycerites*, *Perisphinctes arbustigerum*, *Perisphinctes procerus*, *Procerites* sp., *Morrisiceras morrisi*) ce qui lui permet de dater cette formation de la zone à Morrisi dans le Bathonien moyen.

Cette formation est bien datée de la zone à Morrissi par la présence du fossile indice *Morriceras morrissi* mais aucune description de la position stratigraphique des ammonites n'est proposée par les auteurs.

- **Marnes à Rynchonelles supérieures**

Maubeuge (1955a) date une partie des Marnes à Rhynchonelles supérieures de la zone à Herveyi.

Cette formation n'est pas datée dans son intégralité mais seulement la partie supérieure de la zone à Herveyi.

- **Marnes à *Serpula vertebralis***

### **6.8.3 Le Nord-Ouest du Bassin de Paris (la Normandie)**

Rioul *et al.* (1991) ont daté par ammonites toute la succession lithologique de Normandie de la formation des Malières jusqu'à celle des Marnes de Villerville. Ils se sont basés sur leurs études précédentes (lithostratigraphie, biostratigraphie et sédimentologie) (Dugué, 1989; Fily, 1989; Rioul, 1989a; Rioul, 1989b) qu'ils résument dans leur publication.

Les biozonations proposées sont suffisamment robustes pour être acceptées car l'étude qu'ils ont menée est très complète que ce soit en lithostratigraphie comme en biostratigraphie. Les zonations d'ammonites sont proposées ici lorsque l'unité lithostratigraphique est datée par Rioul *et al.* (1991).

- **L'Oolithe ferrugineuse à *Leioceras opalinum***

Contini (1970) date l'Oolithe ferrugineuse de la base de la zone à Opalinum jusqu'au sommet de la zone à Murchisonae. Cette formation, de très faible épaisseur (0.80m à 1.40m) renferme une faune très riche en ammonites (Contini, 1970).

Les limites basales et sommitales des zones à ammonites sont très bien contraintes, cette formation est datée de la zone à Opalinum à la zone à Murchisonae.

- **La formation la Malière – ZONES A MURCHISONAE ET A PROPINQUANS**
- **Oolithe ferrugineuse de Bayeux – ZONE A HUMPHRIESIANUM A LA ZONE A GARANTIANA**

En outre, Gauthier *et al.* (1995; 1996) étudient une trentaine de coupes de la carrière de Feuguerolles-sur-Orne. Ils détaillent la succession biostratigraphique de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux, de la zone à *Humphriesianum* à la zone à *Garantiana*.

Cette formation est donc datée de la zone à *Humphriesianum* à la zone à *Garantiana*

- Calcaires à spongiaires – ZONE A PARKINSONI
- Marnes de Port en Bessin – ZONE A ZIGZAG, A TENUPLICATUS ET LA BASE DE LA ZONE A PROGRACILIS
- Calcaire de Caen – ZONE A PROGRACILIS
- Calcaire de Creully – SOMMET DE LA ZONE A PROGRACILIS
- Caillasse de Fontaine-Henry – ZONE A SUBCONTRACTUS
- Calcaire de Blainville – ZONE A MORRISI
- Caillasse de Blainville – BASE DE LA ZONE A HODSONI
- Calcaire de Ranville – SOMMET DE LA ZONE A HODSONI ET ZONE A ORBIS
- Caillasse de la Basse-Ecarde – BASE DE LA ZONE A DISCUS
- Caillasse de Langrune – MILIEU DE LA ZONE A DISCUS
- Argiles de Lion-sur-Mer – SOMMET DE LA ZONE A DISCUS
- Marnes d'Escoville – ZONE A HERVEYI - ZONE A KOENIGI
- Marnes d'Argences – BASE DE LA ZONE A CALLOVIENSE
- Marnes à *Belenopsis latesulcata* – SOMMET DE LA ZONE A CALLOVIENSE
- Marnes sableuses et calcaire de Crèvecœur – ZONE A JASON ET ZONE A CORONATUM
- Marnes de Dives – ZONE A ATHLETA ET ZONE A LAMBERTI

#### 6.8.4 Le Nord du Bassin de Paris (le Boulonnais)

- Les sables d'Hydrequent

Ces sables ne renferment aucune macrofaune caractéristique (Vidier *et al.*, 1995; Thierry *et al.*, 1996). Cependant, une étude palynologique leur a donné une association de spores à la base de ces sables qui serait de l'Aalénien et au sommet une autre association de dynokystes qui donnerait un âge Bajocien supérieur.

C'est une datation peu contrainte mais qui a le mérite d'être précise pour le sommet de ces sables car des dynokystes les datent précisément du Bajocien supérieur.

- Formation de Leulinghen

Une association de spores, pollens, acritarches et kyste de dinoflagellés donnerait un âge Bajocien supérieur/Bathonien inférieur (Thierry *et al.*, 1996). Des brachiopodes ont été reconnus et, comme en Lorraine, ils sont toujours associés au voisinage de la limite Bathonien moyen/Bathonien supérieur. Ils sont corrélés à la zone à Zigzag de Lorraine (Thierry *et al.*, 1996).

Compte tenu des âges proposés pour l'unité lithostratigraphique (Bajocien sup./Bathonien inf.), cette datation n'est pas suffisamment précise car n'est basée que sur des analogues de Lorraine et non sur la datation de faunes et flores *in situ*.

- **Formation de Marquise-Rinxent**

Cette formation n'est pas datée biostratigraphiquement car les auteurs ne datent que les niveaux repères au sein de cette formation (zone à Hodsoni) mais non la base et le sommet de la formation (Thierry *et al.*, 1996).

- **Calcaires marneux à *Rynchonella elegantula***

Cette formation livre une faune abondante de *Burmiryndachia elegantula* avec des ammonites (*Clydoniceras cf. blakei*, *C. discus*, *C. hoschtetteri*, *Delecticeras legayi*) qui sont caractéristiques du Bathonien terminal (zone à Discus) (Magniez *et al.*, 1984; Garcia *et al.*, 1996).

Les auteurs ne présentent pas de coupe et donc la position des ammonites sur l'affleurement n'existe pas. Cependant, cette formation ne ferait que 0.40cm de hauteur (Magniez *et al.*, 1984) et par conséquent, au vu du nombre d'ammonites recensées, cette datation (Zone à Discus) semble correcte.

- **Marnes ferrugineuses de Belle**

Une faune d'ammonites (dont le nombre n'est pas précisé) a été trouvée (*Sigaloceras calloviense*, *Keplerites trichophorus*, *Proplanulites teisseyri*, *P. basileus*, *Cadoceras tolype* et *Cadoceras modiolare*) (Magniez *et al.*, 1984; Thierry *et al.*, 1996). Cette faune indiquerait le sommet de la zone à Koenigi et la base de la zone à Calloviense.

Cette formation serait datée du sommet de la zone à Koenigi et la base de la zone à Calloviense, cependant comme aucune description lithologique n'est présentée, que la position exacte des ammonites n'est pas proposée et qu'il n'a pas été retrouvé de faune dans la partie sommitale de l'affleurement, aucune affirmation quant à la validité de cette datation ne peut être envisagée.

- **Argiles de Montaubert**

Cette formation est datée, à sa base, par une riche faune d'ammonites caractéristiques de la zone à *Athleta* (*Kosmoceras*, *Hecticoceras*, *Perisphinctidae*, *Euaspidoceratinae*). Puis les *Kosmoceras* disparaissent, les *Hecticoceras* diminuent en nombre jusqu'à disparaître au sommet de la formation alors que les *Cardioceratinae* dominent largement caractérisant la zone à *Lamberti*. (Thierry *et al.*, 1996)

Cette formation est bien datée de sa base au sommet par ammonites des zones à *Athleta* et *Lamberti*.

### 6.8.5 Le Sud-Ouest du Bassin de Paris (le Berry)

- **Calcaires argileux**

Cette formation est datée de la zone à *Opalinum* par *Leioceras opalinum* (espèce indice de la zone à *Opalinum*) et *Leioceras gracilis* (Lorenz, 1992c). Balusseau (1980) observe de nombreux *Leioceras subglabrum* et de petits *L. opalinum*. Mourier (1983) quant à lui, observe et note précisément sur une coupe des *Leioceras opalinum* (indice de la zone à *Opalinum*), quelques *L. cf. subglabrum*, *L. subglabrum* ainsi que quelques gryphées de petite taille et des *Homeorynchia*. En outre, il observe des *Breydia subinsignis*, *Leioceras sp.*, *L. cf. opalinum*, *L. subglabrum* (indice de la sous-zone à *Subglabrum*) *L. lineatum* (indice de la sous-zone à *Lineatum*). Il recense aussi des *Leioceras comptum*, *L. striatum*, *L. cf. stratum*, *L. cf. paucicostatum* qui sont apparentés à la sous-zone à *Bifidatum*)

Cette formation est donc datée de la zone à *Opalinum*.

- **Calcaires finement dolomitiques à silex**

Mouterde (1952) a reconnu *Ludwigia murchisonae* (espèce indice de la zone à *Murchisonae*) ainsi que *L. obtusa*, *L. crassa*, *L. tuberculata*, *L. bradfordensis*, *Lioceras sinon*, *Erycites fallax*. De plus, Lorenz (1992c) date cette formation par la présence de quelques *Ludwigia murchisonae* et *Ludwigia cf. gigantea*, caractéristiques de la zone à *Murchisonae*. Balusseau (1980) recense de nombreux *Ludwigia (Pseudographoceras) helvetica*, *L. (Brasilia) similis*, *L. (B.) cf. gigantea*, *Graphoceras (Ludwigella) cornu*, qui sont d'après cet auteur, caractéristiques de la zone à *Murchisonae*. Mourier (1983) reconnaît *Ancolioceras sp.*, *A. opalinoïdes*, de nombreux *Ludwigia murchisonae* (indice de la zone à *Murchisonae*, sous-zone à *Murchisonae*), *L. haugi*, *L. cf. haugi*, *L. crassa*, *L. cf. crassa*. Il observe *Ludwigia cf. umbilicata*, *L. falcifera* ainsi que *Brasilia bradfordensis* (indice de la sous-zone à *Bradfordensis*). Il observe des *Brasilia gigantea* (indice de la sous-zone à *Gigantea*), *B. cf. gigantea*, *B. gr. gigantea*, *B. similis*, *B. cf. similis*.

Ces auteurs datent cette formation de la zone à Murchisonae.

- **Calcaires roux bioclastiques à oncolithes**

Mouterde (1952) recense quelques *Ludwigia concava* (espèce indice de la zone à Concavum). Mourier (1983) observe et note sur les coupes des *Graphoceras concavum* (indice de la zone à Concavum sous-zone à Concavum) accompagnées de *G. cf. concavum*, *G. umbilicata*, *G. (L) cornu*, *G. (L) cf. cornu*, *G. sp.*

Cette formation est donc datée de la zone à Concavum.

- **Calcaires gris clairs**

Mouterde (1952) recense quelques *Sonninia (Euhoploceras) dominans*, *S. (E) acanthodes*, *S. (E) substriata*, *Sonninia sp.* ainsi que *Witchellia laeviuscula* qu'il associe à la zone à *Sonninia Sowerbyi*.

Cependant, le fossile indice *Witchellia laeviuscula* est le fossile indice de la zone à *Laeviuscula* (Cariou et Hantzpergue, 1997). La datation de Mouterde ne convient plus actuellement et donne en fait la zone à *Laeviuscula*.

Mourier (1983) observe des *Graphoceras (B) inops*, *G. (B) lineata*, *G. (B) cf. lineata* et des *Trilobiteceras sp.* qu'il associe à la zone à *Discites*.

Ces auteurs n'ont pas observé les fossiles indices de la zone à *Discites* mais seulement des fossiles secondaires. De plus, l'observation par Mouterde (1952) du fossile indice de la zone à *Laeviuscula* indique plutôt la zone à *Laeviuscula*.

Cette datation ne peut être acceptée.

- **Marnes à oolites ferrugineuses**

Mouterde (1952) date cette formation de la zone à *Sowerbyi* par la présence de *Sonnina (Euhoploceras) dominans*, *S. (E.) acanthodes*, ainsi que *Sonnina schneegansi*, *Witchellia cf. actinophora* et *Witchellia laeviuscula* (espèce indice de la zone à *Laeviuscula* d'après Cariou et Hantzpergue, 1997). De plus, Balusseau (1980) recense des *Witchella sp.*, *Sonninia sp.* *S. ovalis*, *S. rudis*, *Emileia sp.* espèces indices de la zone à *Laeviuscula*. En outre, Mourier (1983) observe des *Graphoceras*.

Ces auteurs datent donc cette formation de la zone à *Laeviuscula* malgré le manque d'une coupe et du positionnement des ammonites recensées sur celle-ci.



- **Calcaires bioclastiques à entroques et silex**

Mouterde (1952) date cette formation de la zone à Sauzei, (actuellement zone à Propinquans) parce qu'elle contient des *Stephanoceras* (*Skirroceras*) *leptogyrale*, *S. (Kumatostephanus) perjucundum*, *Emileia cf. bulligera*, *Otoites cf. contractus*, *O. braikenridgii* ainsi que *Sonninia patella*, *Sonninia propinquans* (espèce indice de la zone à Propinquans d'après Cariou et Hantzpergue, 1997)

Mouterde (1952) date donc cette formation de la zone à Propinquans malgré le manque d'une coupe et du positionnement des ammonites recensées sur celle-ci.

- **Calcaires crinoïdiques et calcaires fins dolomitiques**

D'après Lablanche *et al.* (1991) cette formation est datée "avec certitude" par les genres *Stephanoceras* et *Teloceras*. Cependant, ces auteurs ne précisent ni l'espèce de ces ammonites, ni leur nombre mais proposent pourtant la zone à *Humphriesianum* comme datation.

La datation proposée (zone à *Humphriesianum*) ne peut donc pas être prise en compte.

- **Calcaires à polypiers et calcaires massifs sublithographiques**

Mouterde (1952) recense *Strenoceras niortense* (espèce indice de la zone à Niortense), ainsi que *Garantia baculata* (zone à Niortense, sous-zone à *Baculata*) et *Spiroceras orbigny*. Au dessus il repère *Garantia garanti*, *Pseudogarantiana minima*, *P. dichotoma* (zone à *Garantiana*, sous-zone à *Dichotoma*) et *Parkinsonia parkinsoni* (espèce indice de la zone à *Parkinsoni*).

Mouterde (1952) date ainsi cette formation de la zone à Niortense à la zone à *Parkinsoni* malgré le manque d'une coupe et du positionnement des ammonites recensées sur celle-ci.

- **Calcaires crayeux, tendres, sublithographiques ou encore dolomitiques**

Appelés aussi "Calcaires de Nérondes", ces calcaires sont datés par Gely *et al.* (1996) du sommet de la zone à *Parkinsoni*. Ils se poursuivent dans la zone à *Zigzag* (sous-zone à *Marcescens*) et se terminent dans la zone à *Tenuiplicatus*. Ces auteurs ne citent que deux espèces (*Siemiradzka procera* et *Procerites funatus*) mais pas les espèces indices qui leur ont permis de déterminer ces zones et sous-zones.

Lablanche *et al.* (1991) proposent de dater cette formation de la zone à *Subcontratus* par la présence du genre *Strenoceras*. Plus tard, Lablanche *et al.* (1992) proposent de dater cette formation de la zone à *Zigzag* sous-zone à *Macrescens*, d'après la présence de *Parkinsonia pachypleura*, *Morphoceras macrescens*, *Procerites schloerbachii*, *Oxyerites fallax*.

Cette formation est datée du sommet de la base de la zone à Zigzag jusque dans la zone à *Tenuiplicatus*.

- **Calcaires à oncolithes de Lussac**

Lorenz (1992c) daterait cette formation de la zone à Hodsoni par la présence d'un *Procerites* *gr. hodsoni*.

La présence d'une ammonite ne peut dater une formation entière, cette datation ne sera pas prise en compte.

- **Oolithes de Chauvigny**

Lablanche *et al.* (1992) observent des *Paracotraustes* *aff. maubeugi* et *Bullatimorphites hannoverasus* de la zone à Retrocostatum.

Cette formation est donc datée de la zone à Retrocostatum malgré le manque d'une coupe et du positionnement des ammonites recensées sur celle-ci.

- **Marnes et calcaires argileux**

Lablanche *et al.* (1992) recensent de rares ammonites dont *Siemiradzka choffatiformis* et *Clydoniceras discus* (espèce indice de la zone à Discus).

Ces auteurs datent ainsi cette formation de la zone à Discus malgré le manque d'une coupe et du positionnement des ammonites recensées sur celle-ci.

- **Calcaires argileux et ferrugineux**

Lablanche *et al.* (1991) datent cette formation des zones à Gracilis, (sous-zone à Koenigi par le genre *Proplanulites*), Jason (sous-zone à Medea), Coronatum, Athleta (sous-zone à Collotiformis) et Lamberti (sous-zone à Lamberti par de nombreux *Pseudopeltoceras*). Cependant ces auteurs ne précisent pas les espèces des ammonites trouvées.

Néanmoins, Lablanche *et al.* (1992) recensent une riche faune d'ammonites (*Bullatimorphites bullatus*, *Kheraicerias cosmopolites*, *Macrocephalus macrocephalus*, *M. subcompressa*) caractéristiques de la zone à Bullatus (équivalent de la zone à Macrocephalus), sous-zone à Bullatus; des *M. intermedius*, *Dolikephalites dolius*, *D. typicus*, *Bullatimorphites prahecuense* caractéristiques de la zone à Bullatus, sous-zone à Kamptus ; des *Dolikephalites dolius*, *D. gracilis*, *Kamptokephalites herveyi*, *Proplanulites koenigi*, *P. majesticus*, *Oxycerites subcostarius*, *Chanacia* sp., *Hecticoceras* (H.) *boginensis*, H. (H.)

*posterium* caractéristiques de la zone à Koenigi, sous-zone à Koenigi ; et des *Indosphinctes* gr. *patina* caractéristiques de la zone à Calloviense, sous-zone à Patina.

Puis, ces auteurs (Lablanche *et al.*, 1992) recensent des ammonites caractéristiques de la zone à Jason, sous-zone à Medea (*Kosmoceras* (*Gulielmiceras*) *gulielmi gulielmi*, *Macrocephalites ultimus*, *Reineckeia* (*R.*) *stuebeli*, *Hecticoceras couffoni*, *Choffatia* sp., *Grossouvria* sp.); puis des ammonites de la zone à Coronatum (*Erymnoceras coronatum*, *Flabellia lineatus*, *Hecticoceras nodosulcatum*, *H. pseudopunctatum* *Collotia* cf. *gaillardi*, *Kosmoceras* (*K.*) *pollucinum*, *K. (Gulielmiceras) ventricosum*); et des ammonites de la zone à Athleta, sous-zone à Trezense (*Pseudopeltoceras chauvinianum*).

Cette formation est donc bien datée de la zone à Bullatus jusqu'au sommet de la zone à Athleta.

- **Calcaires versicolores**

Debrand-Passard *et al.* (1980) recensent des *Quenstedtoceras ordinarium*, des *Ditichoceras* et *Kosmoceras* qu'ils datent de la zone à Lamberti.

Ces auteurs ne situent pas leurs fossiles sur une coupe et ne donnent que le genre des ammonites et non l'espèce. Cependant, d'après Cariou *et al.* (1997), la zone à Lamberti est caractérisée par des *Quenstedtoceras* et *Kosmoceras* abondants surtout dans la partie inférieure de la zone ce qui confirmerait cette datation.

## 6.9 LE MALM

### 6.9.1 Échelle de référence

L'échelle de référence choisie pour le Malm est la biozonation par ammonites proposée par la synthèse du Bassin de Paris (Mégny, 1980b) et le Groupe Français d'Etude du Jurassique (Cariou et Hantzpergue, 1997).

### 6.9.2 L'Est du Bassin de Paris (la Lorraine)

- **Argiles de la Woëvre**

Maubeuge (1955d) recense de nombreuses faunes d'ammonites dans cette formation argileuse. Ainsi il décrit *Quenstedtoceras lamberti*, *Qu. brasili*, *Qu. mariae*, cette dernière étant la forme caractéristique de la zone à *Mariae*.

Aucune coupe n'est présentée et donc la position des fossiles pour cette formation n'est pas connue. Maubeuge ne donne donc pas de contrainte de datation sommitale et basale à cette formation. Cette formation est donc datée mais pas de façon précise.

- **Terrain à Chailles**

Cette formation comprend des lits argilo-marneux plus ou moins sableux. L'ensemble, très riche en fossiles en partie silicifiés, comprend (Douvillé, 1881; Maubeuge, 1950) de nombreux lamellibranches (*Gryphaea dilatata*, *Aequipecten fibrosus*, *Pholadomya exaltata*), des Brachiopodes (*Rhynchonella inconstans*, *Terebratula galieni*), des crinoïdes (*Millericrinus horridus*, *M. echinatus*), des oursins (*Dysaster bicordatus*, *Echinobrissus micraufus*), etc. Maubeuge (1950) y a récolté : *Properisphinctes* cf. *mairei*, *P. bernensis*, *Goliathiceras*, *Cardioceras cordatum*, *C. costicordatum*, *Peltoceras arduennense*, *Euaspidoceras loricatum*. Enay et Boullier (1981) y décrivent de nombreuses formes d'*Aspidoceras*, de *Peltoceras*, de *Perisphinctes* et de *Cardioceras*. Maubeuge (1974) recense outre *Pholadomya exaltata*, des brachiopodes, *Millericrinus* et de grandes *Liogryphaea dilatata*. Il y trouve des ammonites comme *Peltoceratidae*, *Cardioceratidae*, de la zone à *Cardioceras cordatum* et *Arisphinctes plicatilis* où les deux espèces co-existent. Hatrival et Bonte (1966) quant à eux recensent de nombreux fossiles silicifiés (*C. cordatum*, *Perisphinctes* sp., *Peltoceras arduennense*, *Trigonia clavellata*, *Plicatula tubifera*, *Rhynchonella thurmanni*, *Terebratula galliennei*, *Nucleolites scutatus*, *Millericrinus horridus*).

Cette formation est donc datée des zones à *Cordatum* et *Plicatilis* grâce à la présence de fossiles indices de ces zones.

- **Complexe récifal inférieur, Calcaire oncolithique, Complexe récifal supérieur, Calcaire en plaquettes**

Ce complexe récifal couvre une partie de la zone *Densiplicatum* (équivalent à la zone à *Plicatilis*), toute la zone à *Transversarium* jusqu'à la base de la zone à *Bifurcatus* (Enay et Boullier, 1981a).

Cette datation (zones à *Densiplicatus*, *Transversarium* et base *Bifurcatus*) est très solide car elle est appuyée par de nombreuses ammonites, brachiopodes et térébratules positionnés sur une coupe de la base au sommet.

- **Argiles à *Ostrea***
- **Oolithe de Lamothe**
- **Calcaire rocaillieux à ptérocères**
- **Marnes inférieures, Calcaires blancs inférieurs**

Maubeuge (1955c) propose d'attribuer ces formations à la zone à *Mutabilis* sans l'affirmer car les fossiles d'ammonites sont trop peu nombreux pour lui permettre de définir les limites de zones de façon précise. Cependant, précédemment, Durand (1932) date très précisément les Marnes inférieures ainsi que les Calcaires blancs inférieurs de la zone à *Mutabilis* (ex-zone à *Aspidoceras Lallierianum*, *A. orthoceras* et zone à *Aspidoceras Caletanum*).

Durand (1932) propose plusieurs coupes sur lesquelles il présente de grands ensembles où il recense les ammonites qu'il a trouvées. Il ne positionne pas les ammonites, cependant au vu du nombre d'ammonites qu'il a recensées, cette datation de la zone à *Mutabilis*, à laquelle il faut ajouter celle de Mousterde (1955c), semble suffisamment contrainte pour être acceptée.

- **Marnes moyennes**

Durand (1932) date cette formation de la zone à *Eudoxus* de la même manière que les deux formations précédentes.

Comme pour la formation précédente, cette formation est suffisamment bien datée.

- **Calcaires supérieurs**
- **Marnes supérieures**
- **Barre lithographique**
- **Marnes à *Hemicidaris***

- Calcaires argileux à débris
- Oolithe de Bure
- Calcaires cariés
- Calcaires tâchetés
- Dolomies verdâtres inférieures
- Oolithes verdâtres
- Dolomies verdâtres supérieures

### 6.9.3 Le Nord-Ouest du Bassin de Paris (la Normandie)

Comme expliqué précédemment (4.3.3.), seules les zonations d'ammonites datées par Rioult *et al.* (1991) sont proposées ici.

- Marnes de Villers – ZONE A MARIAE
- Oolithe ferrugineuse de Villers – BASE DE LA ZONE A CORDATUM
- Argiles à *Lopha gregarea* et à *Myophorella hudlestoni* – SOMMET DE LA ZONE A CORDATUM
- Calcaire d'Auberville – BASE DE LA ZONE A DENSIPPLICATUM
- Calcaire oolithique de Trouville – SOMMET DE LA ZONE A DENSIPPLICATUM
- Coral-rag de Trouville – BASE DE LA ZONE A TRANSVERSARIUM
- Calcaire de Blangy – SOMMET DE LA ZONE A TRANSVERSARIUM
- Calcaire gréseux de Hennequeville – ZONE A GLOSSENSE
- Marnes de Villerville – ZONE A SERRATUM ET ZONE A REGULARE
- Marnes de Criqueboeuf
- Calcaire à Trigonie ou Calcaire coquiller | Argiles à *Liostrea Delta* | Banc de Plomb

Autant Guyager *et al.* (1968) que Pareyn (1970) recensent nautilus, lamellibranches gastéropodes et de nombreuses ammonites leur permettant de dater cette formation de la zone à Beylei.

- Alternances marno-calcaires
- Marnes à Harpagodes
- Lumachelles à *N. striata* avec glauconie et phosphates

Guyager *et al.* (1968) que Pareyn (1970) recensent *Exogyra Virgula* et *Physodoceras* sp. leur permettant de proposer la datation de cette formation de la zone à Mutabilis.

- Argiles à ammonites

- Argiles supérieures

#### 6.9.4 Le Nord du Bassin de Paris (le Boulonnais)

- Argiles du Coquelicot

Riolt (1980) date les Argiles du Coquelicot de la base de l'Oxfordien inférieur (zone à *Mariae*) grâce à l'espèce indice *Quenstedtoceras mariae* ainsi que par des *Scarburgiceras* accompagnés de *Creniceras renggeri* à la base et de *Parawedekindia arduennense* au sommet.

Cette formation est bien datée et bien contrainte à la base et au sommet de la zone à *Mariae*.

- Marnes à *Millecrinus*

Les marnes à *Millecrinus*, appelées "Marnes et calcaires de la Liégette" ont livré des cardioceratidés de la zone à *Cordatum* (Riolt, 1980; Magniez *et al.*, 1984).

Cependant, les limites supérieures et inférieures ne sont pas suffisamment précises pour accepter complètement cette datation de la zone à *Cordatum*.

- Calcaire d'Houllefort

Le calcaire de Houllefort est daté à partir d'une riche faune d'ammonites (Riolt, 1980). Celles-ci appartiennent à la zone à *Densiplicatum* (équivalent de la zone à *Plicatilis*).

Cette datation (Zone à *Densiplicatum*) est raisonnablement bien contrainte grâce à un nombre important d'ammonites recueillies. Il faut tout de même noter que les limites supérieure et inférieure ne sont pas décrites.

- Argiles de Selles
- Calcaire du Mont des Boucards
- Argiles noires à *Deltoideum delta* et calcaires de Brucquedale
- Grès de Brunembert
- Oolithe d'Hesdin l'Abbé

D'après Riolt (1980), cette formation renfermerait un nombre très important de fossiles (mollusques, brachiopodes, oursins, crustacés) et des ammonites du genre *Ringsteadia* (zone inférieure à *Planula*).

Cette datation (Zone à Planula) est bien contrainte par le nombre important d'ammonites recensées mais il faut noter que la limite inférieure n'est pas décrite.

- Grès de Questrecques
- Caillasse d'Hesdigneul
- Calcaires lithodomes
- Calcaire à Brequerecque
- Argiles du Moulin Wibert

Geyssant *et al.* (1993) datent précisément cette formation de la base de la zone à Mutabilis (*Aulacostephanus peregrinus*) et de la zone à Eudoxus (sous-zone à Orthoceras) d'après une faune d'ammonites caractéristiques (*Orthaspidoceras orthoceras*, *Aulacostephanus cf. calvescens*, *Aulacostephanus eudoxus eudoxus*).

Pour cette formation, Geyssant *et al.* (1993) ne proposent pas de coupe et ainsi ne positionnent pas les ammonites découvertes de façon précise. De plus les parties basale et sommitale de la formation ne sont pas indiquées. Cette datation (Zones à Mutabilis et Eudoxus) n'est donc pas suffisamment contrainte.

- Sables de Connincthum
- Calcaires du Moulin Wibert

Cette formation renferme des *Aspidoceras caletanum* associées à *Sutneria eumela* et *Amoeboceras beaugrandi* qui indiquent la deuxième sous-zone de la zone à Eudoxus (Geyssant *et al.*, 1993).

Cependant les limites inférieures et supérieures de cette sous-zone n'ont pas été mises en évidence par Geyssant et collaborateurs. Cette datation n'est donc pas suffisamment précise. Elle permet juste d'affirmer que cette formation est incluse dans la deuxième sous-zone de la zone à Eudoxus sans en préciser les limites.

- Grès de Châtillon

Les Grès de Châtillon sont datés du sommet de la zone à Eudoxus par la présence d'*Aulacostephanus yo* (Geyssant *et al.*, 1993).

Le sommet de la zone à Eudoxus est bien précis mais Geyssant *et al.* (1993) ne décrivent pas sa limite inférieure. De plus ils ne situent pas sur leur coupe les fossiles qu'ils ont observés. Cette datation n'est donc pas suffisamment précise.

- Argiles de Châtillon



Dans la synthèse du Bassin de Paris, Debrand-Passard et Rioult (1980, p226) datent cette formation de la zone à Autissiodorensis et son sommet de la zone à Gigas, sans donner une limite nette entre ces deux zones. Par la suite, Geyssant *et al.* (1993) datent les Argiles de Châtillon de la zone à Autissiodorensis, dont il y aurait une lacune de la partie supérieure, et d'une partie de la zone à Gigas. Ils placent ainsi la limite Kimméridgien-Tithonien au sein des argiles de Châtillon au niveau d'une discontinuité.

Geyssant *et al.* (1993) positionnent très précisément chaque ammonite découverte de la base au sommet des argiles de Châtillon. Cette datation (zone à Autissiodorensis) est très précise.

- **Grès de la Crèche inférieur**

Cette formation est datée de la zone à Gigas par la présence du genre *Gravesia* et *Pectinatites* (Geyssant *et al.*, 1993).

Cependant, les auteurs ne précisent pas le nombre d'ammonites qui leur a permis de dater cette formation ce qui laisse un doute sérieux quant à la robustesse de cette datation (Zone à Gigas).

- **Poudingue à *Trigonia pellati***
- **Grès supérieur de la Crèche**
- **Argiles noires à *Anomia loevigata* (= Argiles de la Crèche)**

Ces argiles seraient datées de la zone à *Wheatleyensis* à cause d'un remaniement observé dans les Bancs-jumeaux (formation sus-jacente) (Geyssant *et al.*, 1993).

Il est préférable de ne faire que très peu confiance à cette datation (Zone à *Wheatleyensis*) car aucun fossile n'a permis aux auteurs d'appuyer cette datation.

- **Poudingue de la Rochette**
- **Bancs jumeaux**

Les Bancs jumeaux sont datés sans conviction par Geyssant *et al.* (1993) de la zone à *Wheatleyensis*, indiquant des exemplaires remaniés de *Pectinatites*.

Comme précédemment, aucun fossile en place n'a permis aux auteurs de justifier leur datation. Aucune affirmation quant à la datation de cette formation (zone à *Wheatleyensis*) ne peut être faite.

- **Argiles de Wimereux**

Ces argiles contiennent des *Pectinatites* (*pectinatites*) *devillei* et *P. (P.) boidini* qui caractérisent la zone à Pallasioïdes (Geyssant *et al.*, 1993).

Les auteurs ne présentent aucune quantification quant au nombre d'ammonites qu'ils ont recensées ni leurs positionnements stratigraphiques ce qui soulève des doutes sur cette datation (Zone à Pallasioïdes).

- **Assises de Croï et les Grès des Oies**

Geyssant *et al.* (1993) ne présentent aucun nom d'ammonite mais datent quand même cette formation car ils auraient "reconnu les zones à Albani, Glaucolithus, Okusensi et Kerberus" sans plus de précision.

Cette datation (zones à Albani, Glaucolithus, Okusensi et Kerberus) reste donc bien imprécise.

- **Calcaires des Oies**

#### **6.9.5 Le Sud-Ouest du Bassin de Paris (le Berry)**

- **Calcaires versicolores**

Debrand-Passard *et al.* (1980) recensent de nombreux représentants du genre *Pellaceratoides*, *P. eugenii*, *P. cf. constantii* associés à de très rares *Cardioceras*. Ceci leur permet de dater cette formation de l'Oxfordien inférieur (zone à Mariae). De plus, Debrand-Passard (1982) par une étude de la macrofaune, de la microfaune et de la palynologie, date précisément cette formation de la zone à Mariae.

Cette formation semble bien datée même s'il manque le positionnement des ammonites au sein de ces calcaires ce qui préciserait la datation (Zone à Mariae).

- **Marnes et calcaires à glauconie**

Debrand-Passard (1982) date cette formation, grâce à de très nombreuses ammonites, de l'Oxfordien inférieur (zone à Cordatum). Cependant, il ne précise pas le positionnement stratigraphique des fossiles trouvés ni leurs noms.

Par ailleurs, Debrand-Passard *et al.* (1980) précisent cette datation car ils recensent de nombreux *Cardioceratinae*, *Cardioceras cf. bukowskii*, *C. reesidei*, *C. praecordatum*, *Parawedekindia sp.*, caractéristiques de la base de la zone à Cordatum, sous-zone à Bukowskii.

Cette formation est donc datée de la zone à Cordatum, sous-zone à Bukowskii. Cependant ils ne précisent pas le positionnement des ammonites recensées sur une coupe.

- **Calcaires noduleux**

Ces calcaires seraient datés par des *Cardioceras densiplicatum*, *Campylites* sp., *Gregoryceras* gr. *riazi* de la zone à Plicatilis, sous-zone à Antecedens (Debrand-Passard *et al.*, 1980). Cependant, d'après Cariou *et al.* (1997) aucun de ces fossiles ne caractérise la sous-zone à Antecedens ni la zone à Plicatilis dans son entier.

Cette datation ne semble pas correcte car elle ne repose pas sur l'existence d'espèce indice, caractéristique de la zone à Plicatilis ni de la sous-zone à Antecedens.

- **Calcaires et marnes à spongiaires**

Les calcaires et marnes à spongiaires sont bien datés grâce à une faune exceptionnelle d'ammonites (Debrand-Passard *et al.*, 1978a; Debrand-Passard, 1982). Lorenz *et al.* (1990b) datent l'équivalent latéral, le calcaire subrécifal de Brenne. En effet, ils recensent un Périssphinctidé, un *Idoceras* gr. *proteron* (Zone à Bimmamatum) associé à des brachiopodes (*Juralina? eminula* nov. sp., *Aromasothysis riazii*, *Ornithella lamipadoformis*) ainsi que des *Lenticulina* sp., *Epistomina* sp. et *Conicospirillina basilensis* attribués à la zone à Bimmamatum.

De plus, Lorenz *et al.* (1990b) observent dans les "calcaires glauconieux à spongiaires du Poinçonnet" (équivalent latéral), des *Euaspidoceras* sp., *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatoides*, *P. (D.) bifurcatus*, *P. (D.) crassus*, *P. (Pseudorthosphinctes)* sp., caractéristiques de la zone à Bifurcatus, sous-zone à Stenocycloides.

En outre, d'après Lorenz et Lorenz (1967) cette formation serait datée de la zone à Transversarium d'après la présence de *Glochiceras subclausum*, *Ochetoceras canaliculatum*, *Neoprioniceras lautligense*, *Proscaphites anar*, *Dichotomosphinctes wartae*, *D. elisabethae*, *D. birmensdorfensis*, *Trimaginites arolicus*.

Pour finir, Lablanche *et al.* (1992) recensent des ammonites caractéristiques de la zone à Transversarium (*Dichotomosphinctes elisabethae*, *Ochetoceras canaliculatum*, *Larcheria schilli*, *L. subschilli*) et des ammonites typiques de la zone à Bifurcatus (*Dichotomoceras stenocycloides*, *Perisphinctes panthieri*, *Ochetoceras raixense bassece*)

Cette formation est ainsi datée d'une partie de la zone à Transversarium à la zone à Bimmamatum. De plus, la biozonation proposée par Debrand-Passard (1982), appuyée par de

très nombreuses ammonites, replacées précisément sur une coupe, confère à cette datation des arguments très forts.

- **Calcaires lités inférieurs**

L'âge des calcaires lités inférieurs a été attribué par déduction et non sur des preuves matérielles car cette formation renferme des ammonites très peu nombreuses (Debrand-Passard, 1982). Cependant, les auteurs ont très bien contraint la datation des formations sous- et sus-jacentes. En effet, le sommet des Calcaires et Marnes à spongiaires est daté de la zone à Bimmamatum et la base des Calcaires de Von est datée de la zone à Bimmamatum. Ainsi ils proposent que l'âge des Calcaires lités soit de la zone à Bimmamatum. De plus, Lorenz *et al.* (1990a) recensent des *Glochiceras nimbatum*, *Ochetoceras marantianum*, *Taramelliceras kobyi*, *T. falculum*, *Epipeltoceras bimmamatum*, caractéristiques de la zone à Bimmamatum, sous-zone à Bimmamatum. En outre, Lablanche *et al.* (1992) datent cette formation de la zone à Bimmamatum d'après des ammonites (*Taramelliceras pilcheri*, *Ochetoceras semifalcatum*, *G. marantianum*, *Orthosphinctes sp.*, *Lithacoceras sp.*, *Glochiceras sp.*, *Lithacosphinctes sp.*, *Euaspidoceras sp.*)

Cette formation est donc datée de la zone à Bimmamatum malgré le manque d'une coupe et du positionnement des ammonites recensées sur celle-ci.

- **Calcaires de Von, Calcaires de Bourges**

D'après Debrand-Passard (1982), les calcaires de Von et les calcaires de Bourges sont d'âge Oxfordien supérieur, de la zone à Bimmamatum et base de la zone à Planula. En outre, Debrand-Passard *et al.* (1972) recensent des *Glochiceras nimbatum*, *Ochetoceras marantianum*, *O. semifalcatum*, *Taramelliceras wenzeli*, *I. Hauffianum*, *Orthosphinctes tiziani*, *O. polygyratum*, *Discosphinctes cf. mindae*, *Decipia latecosta*, *Microbiplices aff. microbiplex*, *Idoceras cf. schroeleri wegele*, *Paraspidoceras aff. rupellense* caractéristiques de la zone à Bimmamatum. Ce même auteur recense des foraminifères comme *Lenticulina quenstedti*, *Planularia teptensis*, *Spirillina tenuissima*, *Paalzowella undosa*, *Eoguttulina cf. pygmea*, *Ammobaculites imlavi* associés à des ostracodes (*Cytherella wottersdorfi*, *C. ovoidale*). Il faut noter que les Calcaires de Bourges (équivalents latéraux des calcaires de Von) sont moins bien datés que les Calcaires de Von car l'auteur n'a recueilli qu'une térébratule (*Juralina subformosa*) associée à d'autres brachiopodes du même âge, caractéristiques à la fois de la zone à Bimmamatum et de la zone à Planula. De plus l'auteur positionne cette térébratule "tant à la base qu'au sommet" sans plus de précision. Cette datation semble bien contrainte à la base mais pas du tout au sommet. Mais, bien qu'imprécise, elle permet d'affirmer que la limite des zones à Bimmamatum et Planula se situe au sein de cette formation.

De plus, Lorenz *et al.* (1990a), recensent des *Decipia gr. girardoti*, *Glochiceras modestiforme*, *G. nimbatum*, *Idoceras planula*, *I. schroederi*, *Paraspidoceras aff. rupellensis*, associés à des brachiopodes (*Aromasithyris riazii*, *Digonella moeschi*) qui sont caractéristiques de la zone à Planula, sous-zone à Planula.

Les Calcaires de Von sont donc datés de la zone à Bimmamatum jusqu'à la zone à Planula, sous-zone à Planula. Cependant, la datation des Calcaires de Bourges n'est pas suffisamment contrainte pour être acceptée.

- **Calcaires lités supérieurs (Calcaire de Montierchaume, Calcaire de St Maur)**

Cette formation est datée, de l'Oxfordien supérieur, zone à Planula, d'après une faune importante d'ammonites "petites et écrasées" (Debrand-Passard, 1982). De plus, Lorenz *et al.* (1990a) recensent des ammonites caractéristiques de la zone à Planula, sous-zone à Gigantoplex (*Progeronia*, *Subdiscosphinctes*, *Orthosphinctes*, *Ochetoceras*, *Glochiceras* et *Taramelliceras*). Debrand-Passard *et al.* (1972) recensent des foraminifères (*Ophtalmidiidés*, *Textulariidés*, *Ammobaculites sp.*, *Trochammina cf. pulchar*, *Glomospira variabilis*, *Lenticulina cf. quenstedti*) associés à des ammonites (*Orthosphinctes tiziani*, *Decipia latecosta*, *Ochetoceras semifalcatum*). Cet assemblage faunistique caractériserait la zone à Planula.

Ces auteurs ne présentent aucune coupe ni positionnement de ces ammonites. Les limites supérieure et inférieure ne sont pas précisées. Cependant, la proposition de la zone à Planula comme datation pour cette formation reste convenable de par les fossiles observés.

- **Calcaires de Levroux**

Les Calcaires de Levroux sont divisés en deux parties : les calcaires de Levroux inférieurs et supérieurs. Les premiers sont bien datés par de nombreuses ammonites de la zone à Rupellensis (équivalent de la zone à Platynota). Les seconds sont datés de la base de la zone à Cymodoce (sous-zone à Cymodoce) par palynologie et ammonites (*Physodoceras gr. altenense*, *Paraspidoceras gr. rupellensis*, *Subdiscosphinctites sp.* et *Progeronia nov. sp.*) (Debrand-Passard, 1982).

Cependant, Debrand-Passard *et al.* (1972) dateraient cette formation de la zone à Planula d'après des ammonites (*Orthosphinctes polygyratus*, *O. colubrinus*, *O. (?) terreus*, *Idoceras planula*, *I. laxevolutum*, *I. tonnerensis*, *Paraspidoceras rupellense*, *Physodoceras altenense*) des foraminifères (*Paalzowella undosa*, *Lenticulina gr. munsteri*, *Pseudocyclammina jaccardi*, *P. lituus*, *Everticyclammina virguliana*) et un ostracode (*Cytherella woltensdorfi*).

De plus, Lorenz *et al.* (1990a) recensent des *Paraspidoceras rupellensis* (espèce indice de la zone à Rupellensis ; zone équivalent de la zone à Platynota), *Progeronia gr. janus*, *P. sp. Physodoceras gr. altenense*, *Taramelliceras (Metahaploceras) gr.*, *Glochiceras (Coryceras) Modestiforme* et des Idoceratinae. Ces ammonites sont caractéristiques de la zone à Platynota.

D'après les datations les plus récentes (Debrand-Passard, 1982; Lorenz *et al.*, 1990a), les calcaires de Levroux sont datés de la zone à Platynota.

La base de la formation des calcaires à Levroux inférieur reste mal datée et il n'est pas prouvé que la limite Oxfordien-Kimméridgien coïncide avec la base de cette formation. De plus, le sommet de cette formation n'est pas décrit par les auteurs. Cette datation reste convenable de par le contenu fossilifère reconnu. Cette formation est donc datée de la zone à Platynota (Zone à Baylei).

#### • Calcaires de Buzançais

Cette formation est datée d'une manière bien étrange. D'après Debrand-Passard (1978a; 1982), dans sa partie sommitale, la formation précédente (Calcaire de Levroux) contient des ammonites caractéristiques de la zone à Cymodoce. Ces auteurs s'appuient sur ce fait pour dater la formation des Calcaires de Buzançais de la zone à Cymodoce alors qu'ils n'observent aucune ammonite. Cependant, Debrand-Passard *et al.* (1972) recensent des foraminifères (*Pseudocyclamina jaccardi*, *P. cf. jaccardi*, *Eventicyclamina virguliana*, *Spirillina tenuissima*, *Conicospirillina polygyrata*, *Lenticulina sp.*) associés à des ostracodes (*Schuleridea triebeli*, *Polydentina pulchar*, *P. proclivis*) caractéristiques de la zone à Cymodoce.

La formation des Calcaires de Buzançais est donc datée, par encadrement, de la zone à Cymodoce.

#### • Marnes de Saint-Doulchard

Cette formation est datée du sommet de la zone à Cymodoce jusqu'au sommet de la zone à Eudoxus (Debrand-Passard *et al.*, 1978a; Debrand-Passard, 1982). L'auteur recense quelques ammonites, qui lui permettent de décrire 11 horizons sur les 17 horizons de la zone à Eudoxus. De plus, Debrand-Passard et Menot, décrivent des *Aspidoceras orthoceras*, des *Orthoaspidoceras cf. lallierianum* de la zone à Mutabilis, et des *Aspidoceras cf. caletanum*, des *A. cf. binodum*, *Alacostephanus yo*, *A. cf. quenstedti*, *A. pinguis* de la zone à Eudoxus.

Cette formation est bien datée car les auteurs ont mis en évidence presque toute la succession des horizons de la zone à Cymodoce et la zone à Eudoxus.

- **Calcaires de St-Martin-d'Auxigny**

D'après Debrand-Passard (1982) cette formation serait datée par pierres volantes. En effet, Debrand-Passard nomme seulement les lamellibranches qui dominent la formation et les ammonites "localement abondantes dans les labours" qu'il a récoltées et qu'il attribue aux zones à Autissiodorensis et Elegans.

La datation de cette formation (zone à Autissiodorensis et Elegans) n'est pas prise en compte car la présence d'ammonites dans des champs n'est pas un argument suffisant pour accepter une datation.

- Calcaires fin de base
- Calcaires bio-détritiques
- Calcaires à pellets
- Calcaires gréseux
- Calcaires à lamines et traces de racines
- Calcaires, grès et marnes

Standard Chronostratigraphy (Gradstein et al., 2004)																									
SUD-OUEST (BERRY)				BOULONNAIS				NORMANDIE				EST (LORRAINE)													
AGE (Ma)		ETAGES	Auteurs	Formations	Biozonations (Sub-Méditerranéenne)	Auteurs	Formations	Biozonations Boréales / Sub-Boréale	Auteurs	Formations	Biozonations Boréales / Sub-Boréale	Auteurs	Formations	Biozonations (Boréales / Sub-Boréale)											
145.5	MALM	TITHONIEN	Auteurs	Formations	Runctoni	Auteurs	Formations	Runctoni	Auteurs	Formations	Biozonations Boréales / Sub-Boréale	Auteurs	Formations	Runctoni											
150.8					Lamplughii			Lamplughii						Lamplughii											
					Preplicomphalus			Preplicomphalus						Preplicomphalus											
					Primitivus			Primitivus						Primitivus											
					Opressus			Opressus						Opressus											
					Anguiformis			Anguiformis						Anguiformis											
															Kerberus	Kerberus	Kerberus								
															Gorei	Grès à trigonies	Okusensis								
															Calcaires, grès et marnes	A (Geyssant et al., 1993)	Calcaires noduleux à argiles sableuses à Ostrea expansa	Calcaires des Oues	Glaucolithus						
																				Calcaires à lames et traces de racine	Glaucolithus				
																						Calcaires gréseux	Albani		
																								Fittoni?	
															Calcaires à pellets	Rotunda?									
															Pallasioides	A (Geyssant et al., 1993)	Poudingue phosphaté Ph3 de la tour de Croi	Argiles de Wimereux	Pallasioides						
																				Argiles grises à Niveau phosphaté Ph2 intermédiaire					
Calcaires bio-détritiques	Devillei	Argiles feuilletées et calcaires argileux à Modiolus autissiodorensis	Pectinatus?																						
				Calcaires fins de base	Hudlestoni?																				
Wheatleyensis	A (Geyssant et al., 1993)	Poudingue Ph1 de la Rochette	Argiles noires à Anomia loevigata			Wheatleyensis																			
				Scitulus	Grès supérieur de la Crèche		Scitulus																		
Calcaires de St-Martin-d'Auxigny	Gravesiana	Gigas	A (Geyssant et al., 2003)			Grès de la Crèche inf.		Elegans																	
				Auteurs	Formations		Biozonations Boréales / Sub-Boréale		Auteurs	Formations	Biozonations Boréales / Sub-Boréale	Auteurs	Formations	Biozonations (Boréales / Sub-Boréale)											
Marnes	Beckeri	A (Geyssant et al., 1993)	Argiles de Châtillon			Autissiodorensis																			
								Marnes et calcaires à Aulacostephanus yo							Eudoxus	A (Geyssant et al., 1993)	Grès de Châtillon	Eudoxus							
																			Marnes noires à Aspidoceras orthoceras	Calcaire du Moulin Wibert	Eudoxus				
Calcaires et marnes	Acanthicum	A (Geyssant et al., 1993)	Argiles du Moulin Wibert	Mutabilis																					
					Banc repère à glauconie	Divisium	Calcaire à Brequereceque	Cycomodoce																	
Calcaires de Buzançais	Hypselocyclum	Caillasse d'Hesdigneul ou Calcaires lithodomes	Baylei																						
				Calcaires de Levroux	Platynota	Calcaire à Brequereceque	Baylei																		
OXFORDIEN	Auteurs	Formations	Biozonations Boréales / Sub-Boréale					Auteurs	Formations	Biozonations Boréales / Sub-Boréale	Auteurs	Formations	Biozonations (Boréales / Sub-Boréale)												
				A (Debrand-Passard, 1982, 1972; Lorenz et al., 1990)	Calcaires lités supérieurs (Calcaires de Montierchaume)	Planula	A (Riout, 1980)							Caillasse d'Hesdigneul Grès de Questrecoques Oolites d'Hesdin-l'Abbé	Planula										
																A (Debrand-Passard, 1982, 1972; Lorenz et al., 1990)	Calcaires de Von et Calcaires de Bourges	Bimammatum	Grès de Brunembert	Bimammatum					
				Debrand-Passard, 1982, Lorenz et al., 1990; Lablanche et al., 1992)	Calcaires lités inférieurs	Bimammatum	Argiles de Brunembert							Bimammatum											
															A (Debrand-Passard et al., 1978, 1980 et 1982; Lablanche et al., 1992; Lorenz et al., 1990 et 1967)	Calcaires et marnes à spongiaires	Bifurcatus	Argiles noires à et Deltoidium delta Calcaires de Brucquedale	Bifurcatus						
				A (Debrand-Passard et al., 1980)	Calcaires noduleux	Plicatilis	A (Riout, 1980)							Calcaires d'Houllfort						Plicatilis					
															A (Debrand-Passard, 1982)	Marnes et calcaires à glauconie	Cordatum	A (Riout, 1980)	Marnes à Millecerinus		Cordatum				
				Debrand-Passard et al., 1980)																					
															A (Debrand-Passard, 1982)	Calcaire versicolore	Mariae	A (Riout, 1980)	Argiles du Coquillot		Mariae				
				CALLOVIEN	Auteurs	Formations	Biozonations Boréales / Sub-Boréale							Auteurs						Formations		Biozonations Boréales / Sub-Boréale	Auteurs	Formations	Biozonations (Boréales / Sub-Boréale)
															A (Debrand-Passard et al. 1980)	Calcaire versicolore	Lamberti	A (Thierry et al., 1996 ; Vidier et al., 1993)	Argiles de Montaubert		Lamberti				
															Coronatum	Jason	Coronatum	Jason							
																			Anceps		Jason				
															Gracilis	A (Thierry et al., 1996)	Marnes ferrugineuse de Belle	Calloviense							
Bullatus		Calcaire beige oolithique à débris coquilliers	Herveyi																						
								SILURIEN	Auteurs	Formations	Biozonations Boréales / Sub-Boréale	Auteurs	Formations		Biozonations Boréales / Sub-Boréale	Auteurs	Formations	Biozonations (Boréales / Sub-Boréale)							
A (Lablanche et al., 1992 ; Lablanche et al., 1991)	Calcaires argileux et ferrugineux	Discus	A (Thierry et al., 1996)																calcaire -marneux à Rynchonella elegantula		Discus				
A (Lablanche et al., 1992)																									



[illegible]

## ANNEXE 1 – SYNTHÈSE BIOSTRATIGRAPHIQUE DU TRIAS AU MALM DU BASSIN DE PARIS

[illegible]





# **ANNEXE 2**

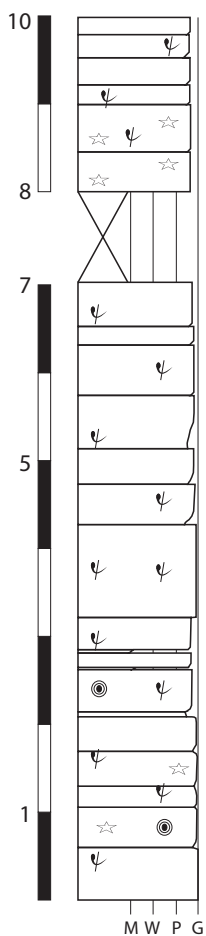
---

## **AFFLEUREMENTS**

---

$$(X_{\mathcal{L}2}: 606965.55 \ ; \ Y_{\mathcal{L}2}: 2194785.46)$$
$$(X_{\mathcal{L}2}: 606965.55 \ ; \ Y_{\mathcal{L}2}: 2194785.46)$$

Laeviuscula ?	
Calcaire dolomitique, calcaire bioclastique, calcaire graveleux	
	<div style="border: 1px solid black; height: 100px; width: 100%;"></div>
	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> <span>Ech Bdf1-</span> <span>Ech Bdf1-</span> </div>



# Oolithes

# Oncoide

## Coated-grain

## Bivalves

## Foraminifère

## Peloid

## Spongiaire

Coraux ind.

## Crinoïdes

## Bryozoaires

## Brachiopodes

## Gastéropodes

## Algues

## Serpules

bioturbations

Env. de  
dépôts

Offshore  
supérieur  
proximal

## Element figurés

$$(XL2: 584289.82; YL2: 2217277.84)$$

Bimammatum	Calcaires lités inférieurs		Ech. SAU5 -	
			Ech. SAU4 -	
			Ech. SAU3 -	
			Ech. SAU2 -	
			Ech. SAU1 -	

M W P G

Element figurés	
Oolithes	.....
Oncoïde	.....
Coated-grain	.....
Bivalves	—————
Foraminifère	.....
Peloid	—————
Spongiaire	.....
Coraux ind.	.....
Crinoïdes	.....
Bryozoaires	.....
Brachiopodes	.....
Gastéropodes	.....
Algues	.....
Serpules	.....
Bioturbations	.....

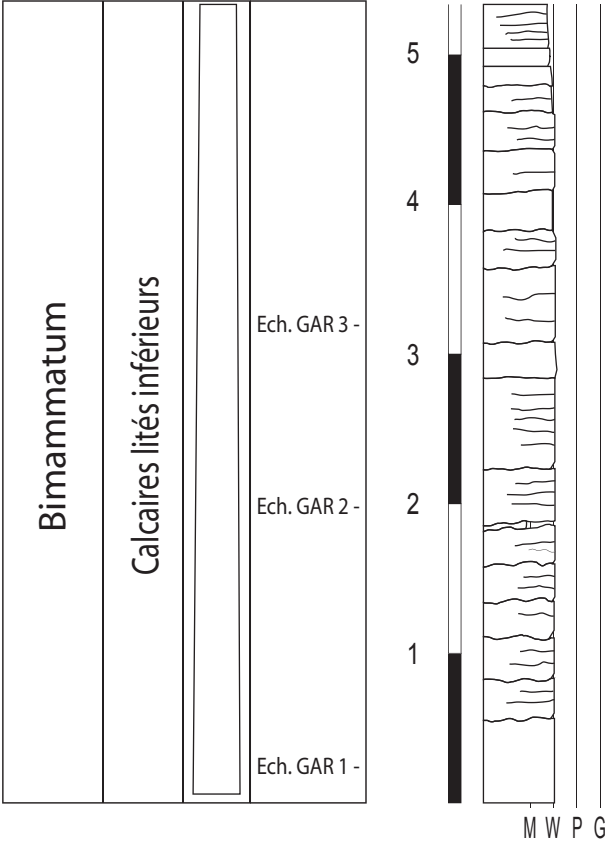
Lagon  
restreint  
peu  
profond

# Gare aux Lapins

(XL2: 604930.11 ; YL2: 2223150.44 )

Element figurés

Zone	Form.	Séq.	N°	En m.	Texture
------	-------	------	----	-------	---------



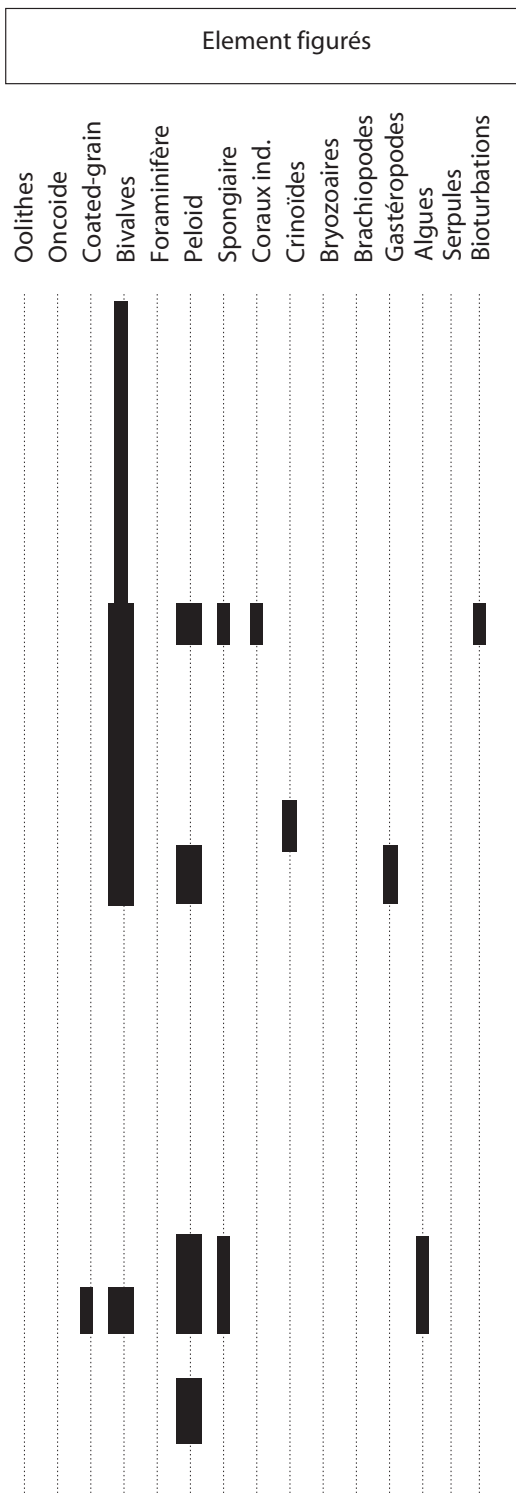
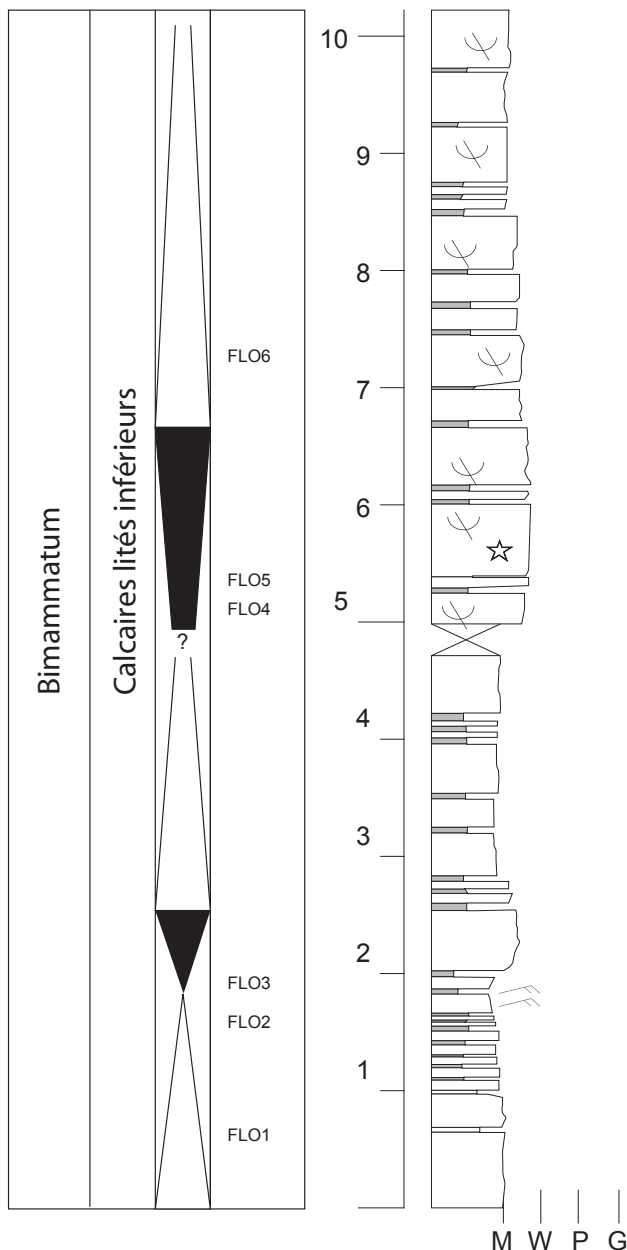
Oolithes	Oncoide	Coated-grain	Bivalves	Foraminifère	Peloid	Spongiaire	Coraux ind.	Crinoïdes	Bryozoaires	Brachiopodes	Gastéropodes	Algues	Serpules	Bioturbations

Env. de dépôts
Lagon restreint peu profond



# *St-Florent-Sur-Cher* *Calcaires Lités inf.*

Zone	Form.	Séq.	N°	En m.	Texture
------	-------	------	----	-------	---------



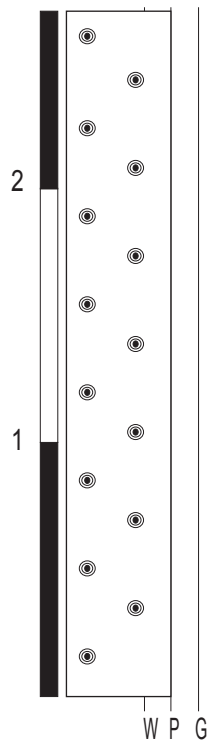
Env. de dépôts

Lagon peu profond

$$(XL2: 46100.69; YL2: 2178599.06)$$

Zone	Form.	Séq.	N°	En m.	Texture
------	-------	------	----	-------	---------

Zone à Gracilis, sous-zone à Grossouvrei	
Calcaires oolithique, calcaire fins	
	Ech. LOG1 -



Element figurés	
Oolithes	
Oncoïde	
Coated-grain	
Bivalves	
Foraminifère	
Peloid	
Spongiaire	
Coraux ind.	
Crinoïdes	
Bryozoaires	
Brachiopodes	
Gastéropodes	
Algues	
Serpules	
Bioturbations	

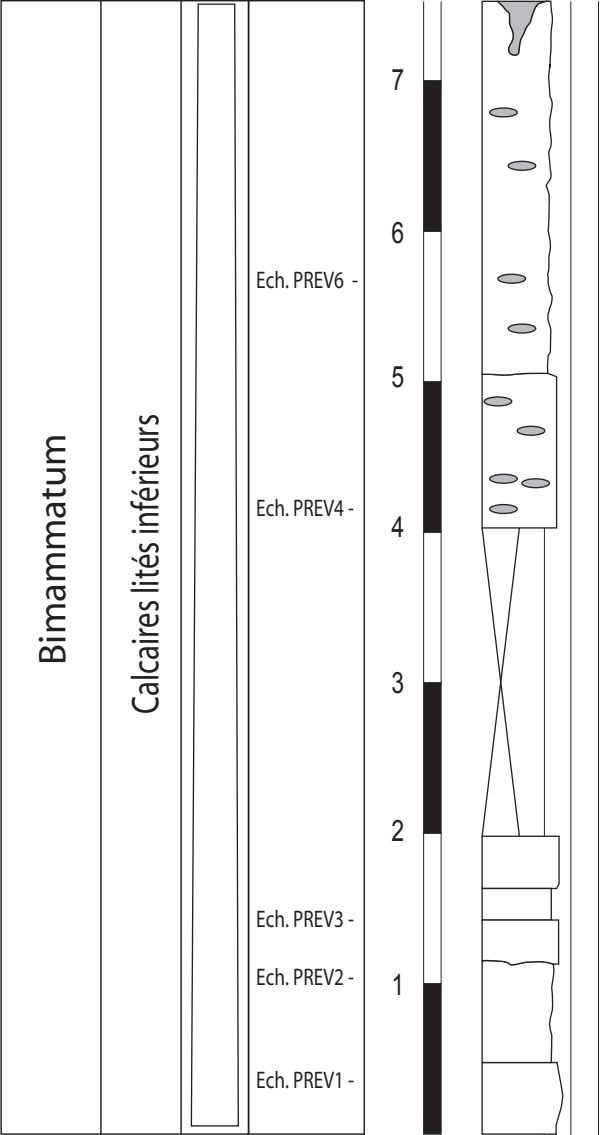
Env. de dépôts	
Rampe peu profonde	

Primelles

(XL2: 590625.28 ; YL2: 2210973.01)

Element figurés
-----------------

Zone	Form.	Séq.	N°	En m.	Texture
------	-------	------	----	-------	---------



- Galet mou
- Karst

Oolithes	Oncoïde	Coated-grain	Bivalves	Foraminifère	Peloid	Spongiaire	Coraux ind.	Crinoïdes	Bryozoaires	Brachiopodes	Gastéropodes	Algues	Serpules	Bioturbations

Env. de dépôts
----------------

Lagon restreint peu profond



# **ANNEXE 3**

---

## **TABLEAUX DE DONNEES DE LAMES MINCES**

---

LE POITOU

Localité	Coupe	Echantillon	Age	Formations	Mise en banc	Texture	Préservation des éléments	Quartz	Porosité	Biocorrosion	Micritisation	Oncolithes	Oolithes	Coated-grain	Bivalves	Foraminifères	Peloid	Mold-peloid	Spongae	Coraux	Crinoïde	Bryozoaires	Brachiopodes	Gastéropodes	Bioturbation
Le Moulin aux Roches	BAJ	BAJ1	Bajocien inf. et moy.	Bajocien inf (0-2.2m) Baj moy (2.2m-6.1m)	Baj inf : Calcaire bioclastique qqs terriers / Baj moy : Nbx terriers calc bioclastiques	Packstone			20%	+++	+++				++		++	++	+			+			
		BAJ2				Wackstone			20%	+++	+++				+		+++	+++							++
		BAJ3				Grainstone			30% (fract)				+++		+									+	
		BAJ4				Packstone			20%						+		++	++							
Les Dignes	DIG	DIG1	Baj-Bat	Bajocien "Calc dolom, bioclastique, graveleux" (0-10.6m) Bathonien "Calc graveleux" (10.6-17.7m)	Baj: Bioclastique + silex (terriers) / Bat : Bioclastique	Packstone			30%		- -	+		+++	++		++	+	++	+		++			
		DIG2				Packstone			30%				+	+++	+		++		+					++	
		DIG3				Packstone			30%	++	++	++		+++			++	++				+	++		
		DIG4				Packstone			20%	+	++			++	+		++							+	
		DIG5				Packstone			20%	+	++			++	+		++							+	
		DIG6				Packstone			20%	+	++			++	+										
Le Fouilloux 1	Fouil1	FOUIL1	Bajocien	Bajocien (Batho indifférencié) 0-3m	limte Humphriesianum-Parkinsoni (8.8m)	Packstone	- -		10%	+	+	++			+++				+	++		++		+++	
		FOUIL2				Packstone	- -		10%	++	+	+++			++		+++					++		+++	algues
		FOUIL3				Packstone	-		10%	+++	++	+		X	++		+	+++	+?			++			
Lavoux	Lav1	LAV1	Callovien	Callovien "Calcaire oolithique - fin	Calc bioclastique - oolithique poreux	Packstone	+		20%	+++	++			X	+	++	+++	+++				+			
		LAV2				Packstone	+			++	++	++			+		+++	+++				+++		+++	
Les Loges	Log	LOG1	Callovien	Callovien "Calcaire oolithique - fin	Calcaire oolithique? Très dolomitisé (3m)	Grainstone				+++	++	+	+++	X		+++	++								
Fontgombaut 1-2	Fon1-2	FON1	Oxfordien	Oxfordien "Calcaire à mollusques"	Calc biocl, coraux	Wackstone			40%	++	+				+		+++	+++				++			
		FON2				Wackstone			40%	++	++	++				++	+++	+++							
		FON3				Wack-Packstone	- -		30%		+++				++	+++	++	++	+	+++		++	++	+++	
Mont La Chapelle (Route)	ROUT	ROUT1	Oxfordien	Oxfordien moyen sup (Calcaire blanc fins)	Calc fins bioclastiques bivalves et entroques	Wackstone	-		20%		+++				++		++	+++				++			
		ROUT2				Wackstone	-		40%	++	+++				+		+++	+++			+				
		ROUT3				Wackstone									+		+++	+++		++				+	algues
Mont La Chapelle (Maison)	MAI	MAI1	Oxfordien	Oxfordien moyen sup (Calcaire blanc fins)	Calc bioclastique, entroques et bivalves, coraux (cuvettes) bélemnites, polypiers solitaires, 2 lits de silex	Wackstone	- -		20%		++				++		+++	+		+					
		MAI2				Wackstone			20%						++		+++	+++		+			+		serpules
Preuilly b	PREUb	PREUb1	Oxfordien sup	Oxfordien sup (Calcires à Mollusques)	Calcaires oolithiques, bivalves entroques, bioclastiques + HCS	Grainstone				++	++	+	++	++	+++	+++			+		+++		+	+++	algues
		PREUb2				Grainstone				++	++	+	++	+++	+++	+++			+					+	
		PREUb3				Grainstone				++	++	+	++	++								++			algues
		PREUb4				Grainstone						+	+	++	++	+++	+++					++			algues
		PREUb5				Grainstone						+	++	+++	+	+++	++		+					++	
La Ménardière 2	MENb	MENb1	Oxfordien	Oxfordien "Dalle à silex"	Dalles de silex séparés par des calcaires fin bivalves polypiers équino bioclast dolomitisé	Packstone	-		10%	+++	+++	++			+	+	+++	+++							
		MENb2				Packstone	-			+++	+++	+			+		++	+++		++					
		MENb3				Packstone	+			+	+			+++		+	+	+++							
		MENb4				Packstone								+	+	++	++	+++		++					
Preuilly-ville	PREU	PREU1	Oxfordien	Oxfordien sup (Calcires à Mollusques)	Calc entroque bioclastique	Grainstone	- -		40%																
		PREU2				Grainstone			30%	++	sparite	++	+++	++	+++	++	++		+			++			algues
La Ménardière 1	MEN	MEN1	Oxfordien	Oxfordien "Dalle à silex"	Dalles de silex séparés par des calcaires fin bivalves polypiers équino bioclast dolomitisé	Packstone	- -		20%	++	+						++	+++		++					
		MEN2				Packstone	- -		20%	++	++				+		++	+++				++			
		MEN3				Packstone			20%	++	+++						++	+++							
Le Muant	Mu et Mub	MU1	Oxfordien	Calcaires silicifiés	Bancs calcaires d'environ 20-30cm (spongiaires, coraux, bioclastes) où l'on observe des patchs d'accumulations de bioclastes et coraux? Sans réelle continuité latérale	Mudstone			40%		+++				+		+++	+++	++						
		Mu2		Calcaires silicifiés		Packstone					++						++		+++	++			+++	algues	
		MUb1		Dalle à Silex	Bancs de Calcaires d'~15-20cm de texture mud-Wack séparés par des bancs silicifiés	Packstone					++				+		++	+++							
		MUb2		Dalle à Silex		Packstone					+++			+++	+++		+++	+++							
		MUb3		Dalle à Silex		Grainstone						+++					+++	+++							

## LE BERRY

Localité	Coupe	Echantillon	Age	Formations	Mise en banc	Texture	Préservation des éléments	Quartz	Porosité	Biocorrosion	Micritisation	Oncolithes	Oolithes	Coated-grain	Bivalves	Foraminifères	Peloid	Mold-peloid	Spongae	Coraux	Crinoïde	Bryozoaires	Brachiopodes	Gastéropodes	Bioturbation
Carrière Graçay	GRA	GRA 1	Portlandien		Calcaire poreux, très fracturé, bancs 25cm à 1,25m, accumulation de bivalves sous interlit argileux terrigène	Mudstone à grains de Quartz	++	+	+						+		+++								
		GRA 2	Portlandien			Wackestone poreux	--	+	+													+	+		
		GRA 3	Portlandien			Wackestone	--	+	++																
		GRA 4	Portlandien			Mudstone	--	+	+++																
Carrière la Madeleine	MAD	MAD 1	Kimméridgien Inférieur	Levroux Supérieur	Calcaire Mud-Wack, à banc d'~50cm, de nombreuses traces de terriers sur les 4 premiers mètres avec la présence de quelques bioclastes (bivalves)	Mudstone			5%		+++						?	?							
		MAD 2	Kimméridgien	Levroux Supérieur		Mudstone					+														
		MAD 3	Kimméridgien	Levroux Supérieur		Mud-Wackestone			-	+	+				+	-	+++	+++				+			++
		MAD 4	Kimméridgien	Levroux Supérieur		Mudstone		+	-	+							+++								
		MAD 5	Kimméridgien	Levroux Supérieur		Mudstone		+	-	+							+++								
		MAD 6	Kimméridgien	Levroux Supérieur		Mud-Wackestone	--		Frac ++	+					++		+++								
		MAD 7	Kimméridgien	Levroux Supérieur		Mudstone	--	+	+	+	+						+++								serpule
		MAD 8	Kimméridgien	Levroux Supérieur		Mudstone		+	-	++							+++								++
		MAD 9	Kimméridgien	Levroux Supérieur		Mudstone		+	-	+							+++								
		MAD 10	Kimméridgien	Buzançais		Wackestone	-	+	-	+						1	+++								
		MAD 11	Kimméridgien	Buzançais		Mudstone	--	+	+	+					++		+++		+						++ serpules
		MAD 12	Kimméridgien	Buzançais		Wackestone	--	+	-	+					++		+++	++							++
Cerrière Les Veaux	VEA	VEA 1	Inférieur Oxfordien	Calcaires de Montierchaume (=Calcaire de St-Maur) = Calcaires crayeux de Bourges	Calcaire Mud lité à bancs décimétrique (~10-30cm) Bioturbations, quelques bivalves	Mudstone					+++														
		VEA 2	Oxfordien			Mudstone qtz		+			+++														
		VEA 3	Oxfordien			Mudstone qtz		+			+++				+										
		VEA 4	Oxfordien			Mudstone qtz		+			+++				+										
		VEA 5	Oxfordien			Mudstone qtz		+			+++				+										
		VEA 6	Oxfordien			/					+++														
		VEA 7	Oxfordien			Mudstone qtz		+			+++				+										
		VEA 8	Oxfordien			/					+++														
		VEA 9	Oxfordien			Mudstone qtz		+			+++														
		VEA 10	Oxfordien			/					+++														
		VEA 11	Oxfordien			Mudstone qtz		+			+++					+									
Carrière Les Grands Usages	MON	MON 1	Oxfordien	Calcaire de Morthomier	Commence par des bancs métriques dur puis bancs décimétriques, très fracturés	Packestone	-	-	-	++	++				++		++	++	++		+	+		+	
		MON 2	Oxfordien			Packestone	-	-	Frac +	++					+			++	++						
		MON 3	Oxfordien			Packestone	-	-		++					+		++	++	++					+	
Carrière du Boissereau	SAU	SAU 1	Oxfordien	Calcaire de la Martinerie = Calcaires de Von	Calcaire mud-wack, banc décimétriques (~10cm) quelques bioclastes. Présence de Qtz?	Mudstone à grain sparitique	-		-		++						++	++							
		SAU 2	Oxfordien			Mudstone à grain sparitique	+										++		+				+		serpule
		SAU 3	Oxfordien			Mudstone à grain sparitique											++								
		SAU 4	Oxfordien			Mudstone à grain sparitique	+				++						++							+	
		SAU 5	Oxfordien			Wack-Packstone	--				++				++				++	+	+	+			++
St-Florent-Sur-Cher	FLO	FLO1	Oxfordien	Calcaires lités inférieurs	Calcaire wavkestone, quelques entroques, alternances de bancs calcaires (de 10cm à 50cm) et interlit argileux	Mudstone peloidal											+++	+							
		FLO2	Oxfordien			Mudstone peloidal									+		+++		+						
		FLO3	Oxfordien			Mudstone peloidal				+	+						+++		+						
		FLO4	Oxfordien			Mudstone peloidal				+	+						+++							+	
		FLO5	Oxfordien			Mudstone peloidal				++							+++							+	
		FLO6	Oxfordien			Mud-Wackestone				++					+		+++		+	+		+			+
Carrière la Gare aux Lapins	GAR	GAR 1	Oxfordien	Calcaires lités inférieurs	Calcaire lité, très fracturé, bancs ~20cm, pas d'éléments figurés apparents	Mudstone a grains de Qtz		+																	
		GAR 2	Oxfordien			Mudstone a grains de Qtz		+																	
		GAR 3	Oxfordien			Mudstone a grains de Qtz		+																	
Carrière Les Rolettes	ROL	ROL 1	Oxfordien	Calcaire lité inférieur	Bancs calcaires blanc fins décimétriques (10-30cm) très fracturé, qq's entroques et bivalves?	Mudstone			+		++														
		ROL 2	Oxfordien			Mudstone			+		++														
		ROL 3	Oxfordien			Mudstone			+		++										+				
Carrière Lapan	LAP	LAP1	Oxfordien	Calcaire lité inférieur	Bancs calcaires blanc fins décimétriques (10-30cm) qq's entroques et bivalves?	Wackstone						++			+++							+++			
		LAP2	Oxfordien			Pack-Grainstone						+++		+++	+++					++		+++			Belemnite
		LAP3	Oxfordien			Packstone									+++									+++	



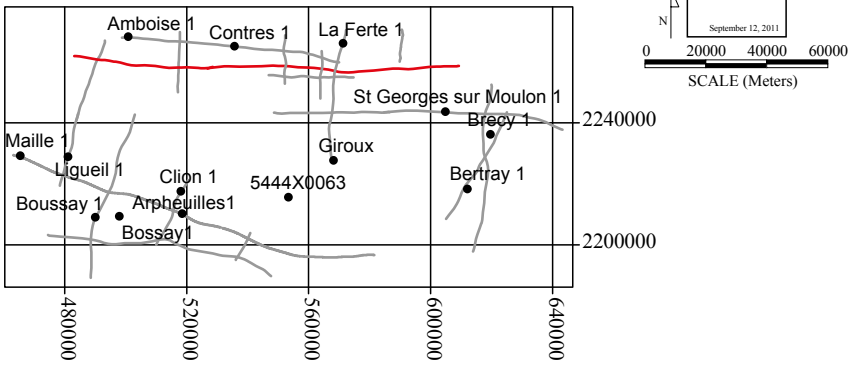


# **ANNEXE 4**

---

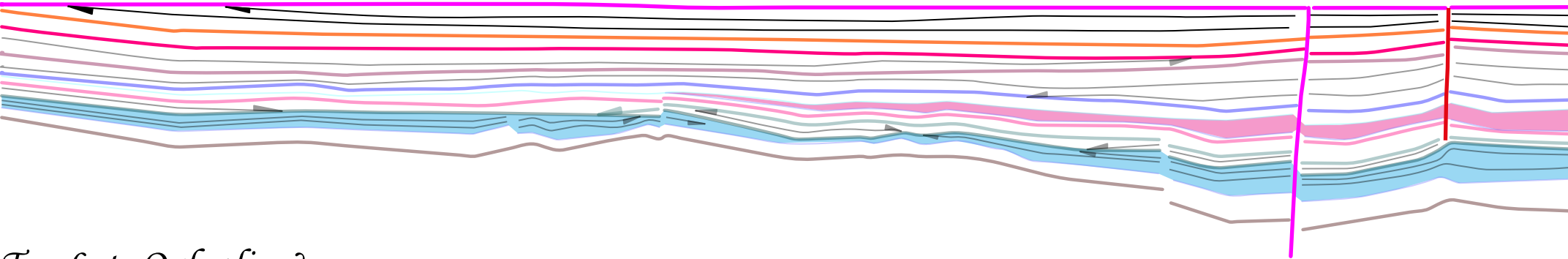
## **LIGNES SISMIQUES**

---

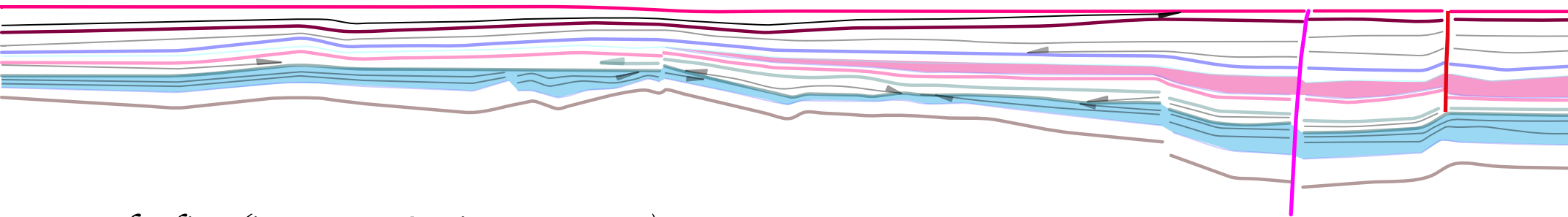


# Stratigraphic evolution of the SW of the Paris Basin (Lignes 85CHER29-83CHER5)

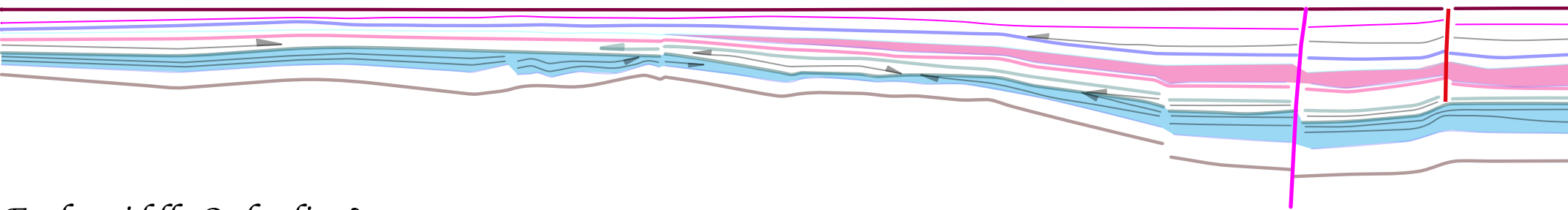
Top Kimmeridgian



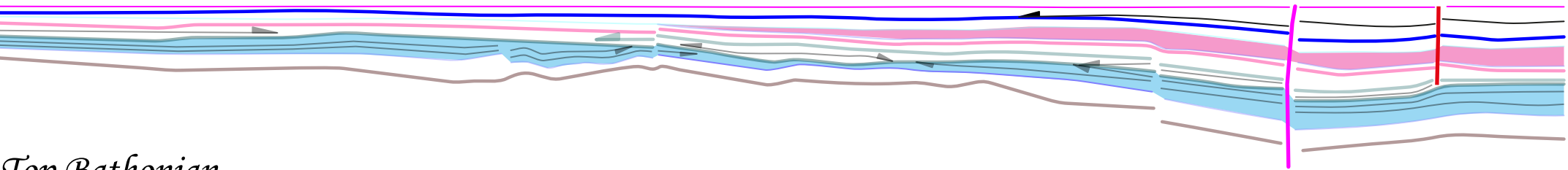
Top Late Oxfordian?



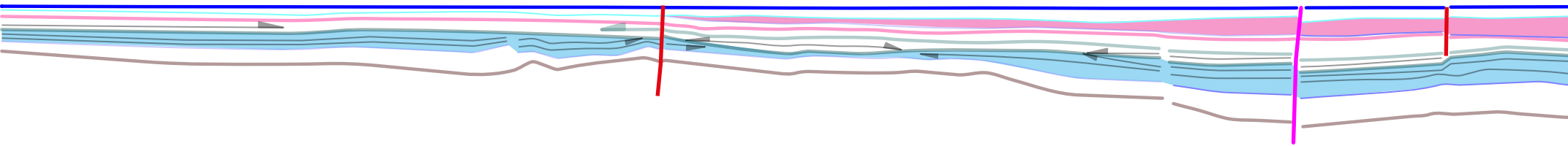
Late Oxfordian (intra zone à Bimammatum?)



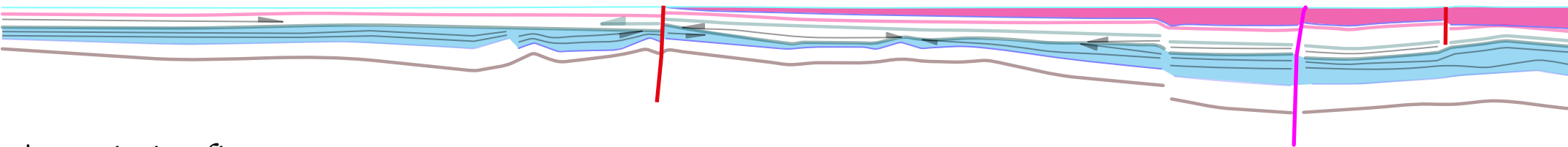
Early-middle Oxfordian?



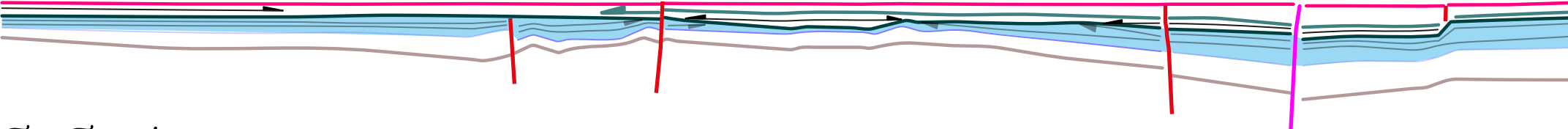
Top Bathonian



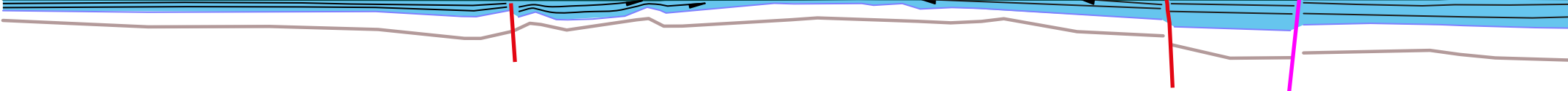
Top Bajocian marls (Top Accuminata Marls)



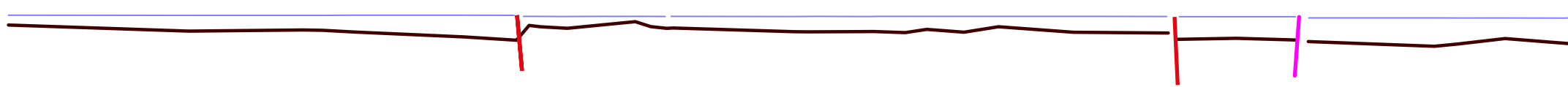
Top Bajocian limestone

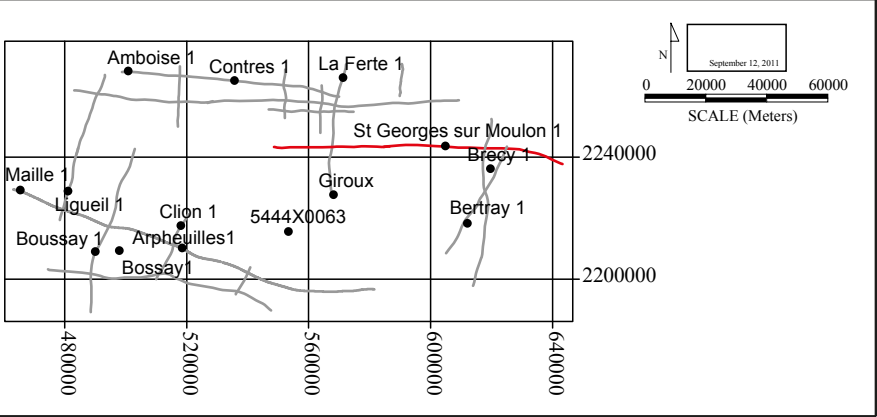


Top Toarcian



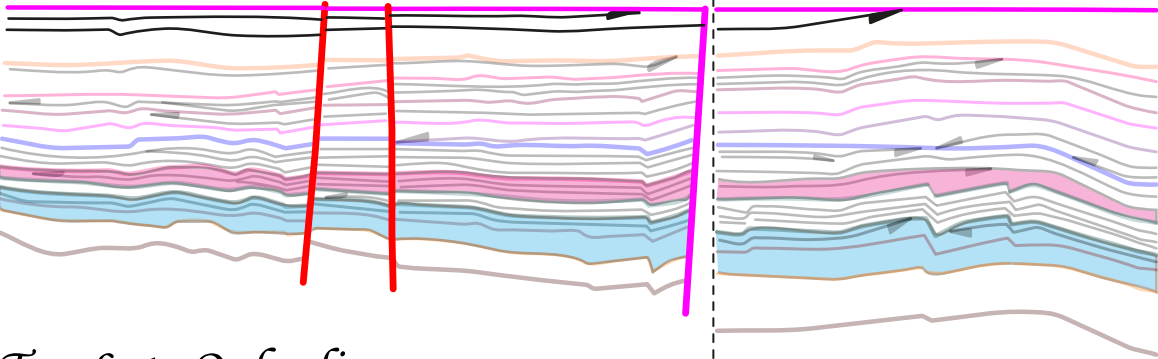
Top Pliensbachian



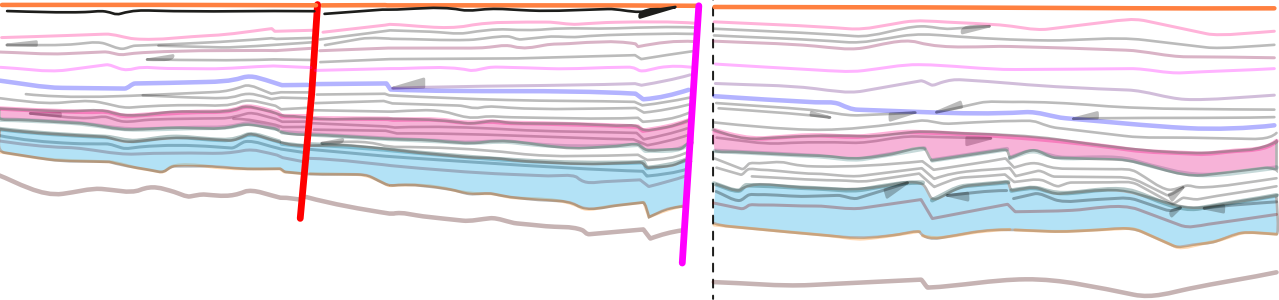


*Stratigraphic evolution of the SW of the Paris Basin  
(Lignes 84CHER18-83CHER1)*

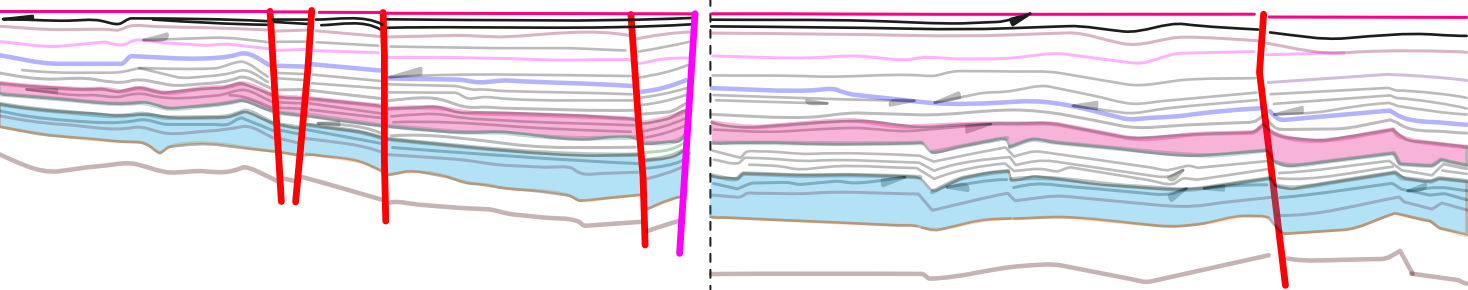
*Top Kimmeridgian*



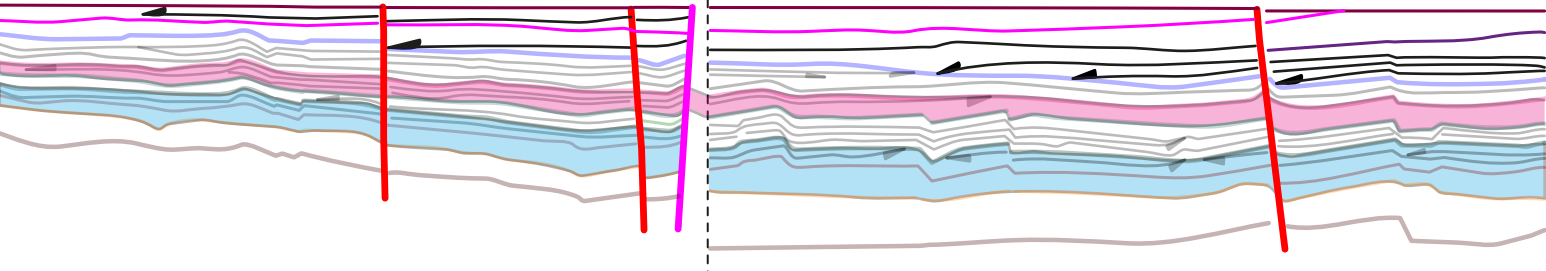
*Top Late Oxfordian*



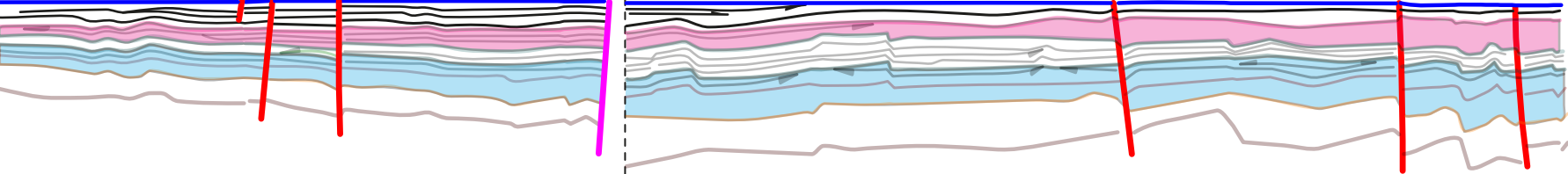
*Late Oxfordian (intra zone à Bimammatum?)*



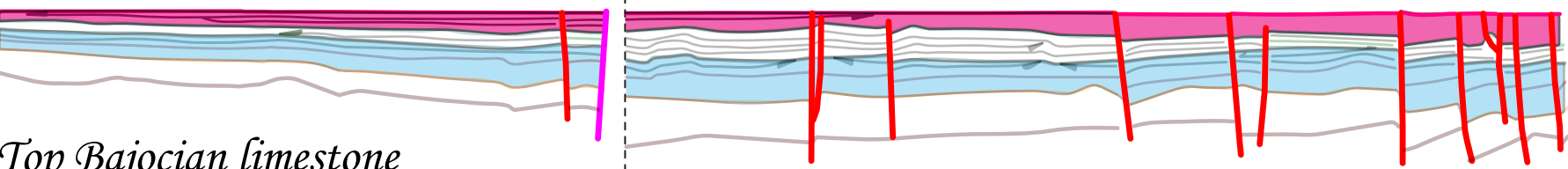
*Early-Middle Oxfordian?*



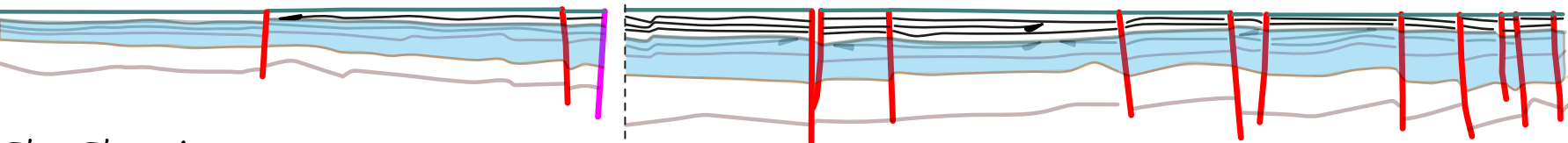
*Top Bathonian*



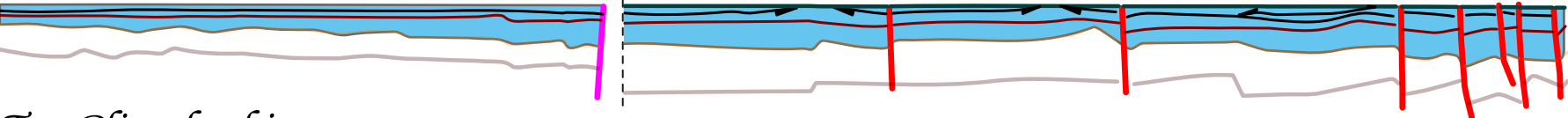
*Top Bajocian marls (Top Accuminata marls)*



*Top Bajocian limestone*

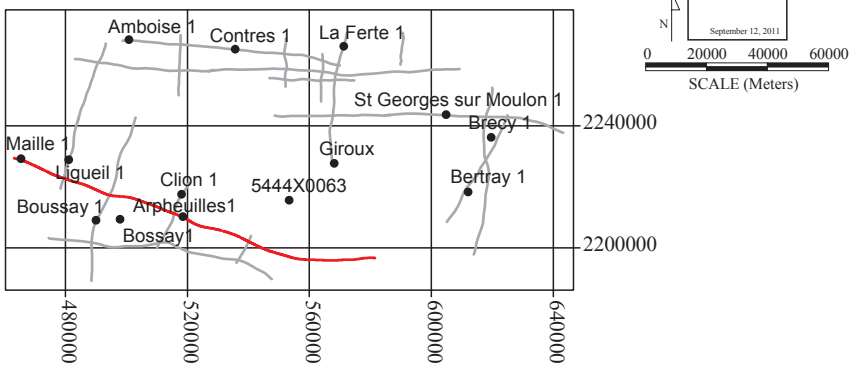


*Top Toarcian*



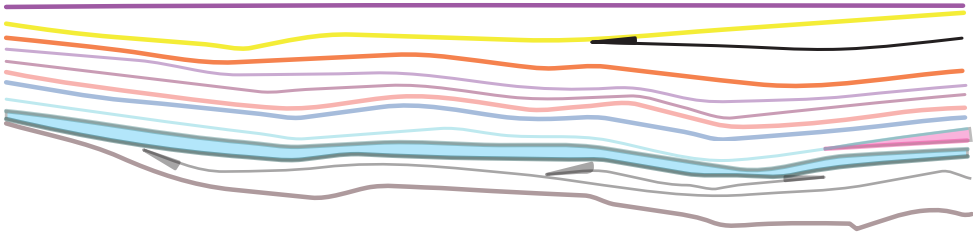
*Top Pliensbachian*



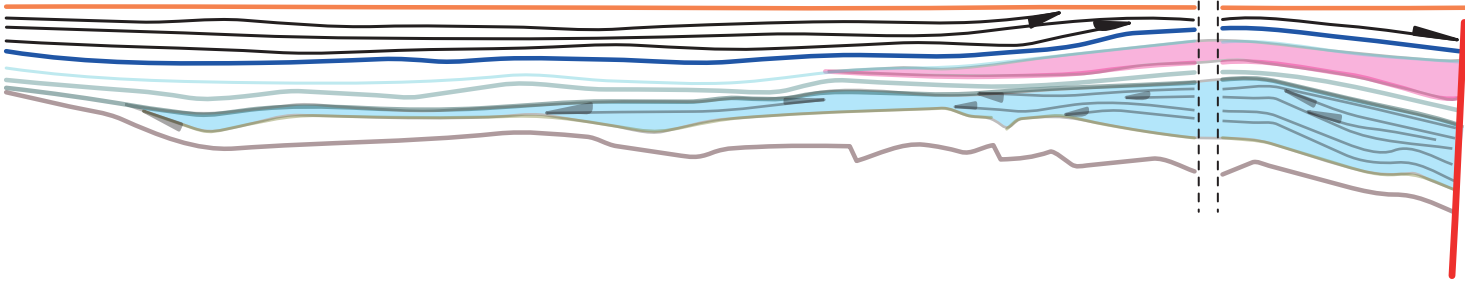


## Stratigraphic evolution of the SW of the Paris Basin (Lignes 82CLA1-83CLA4)

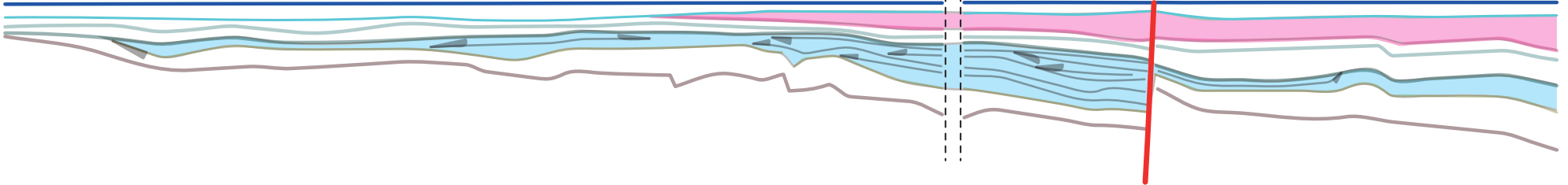
### Top Kimmeridgian



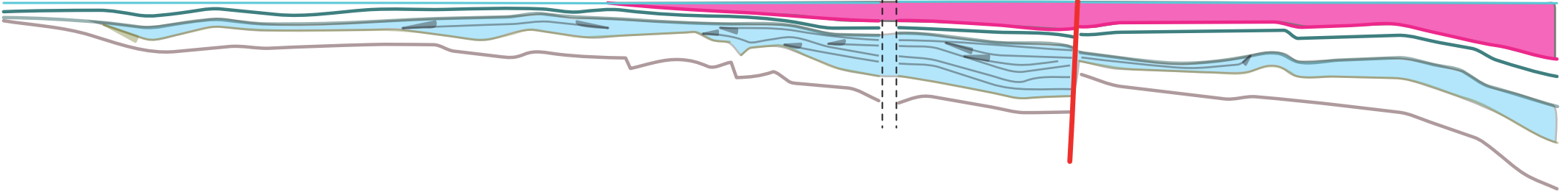
### Late Oxfordian



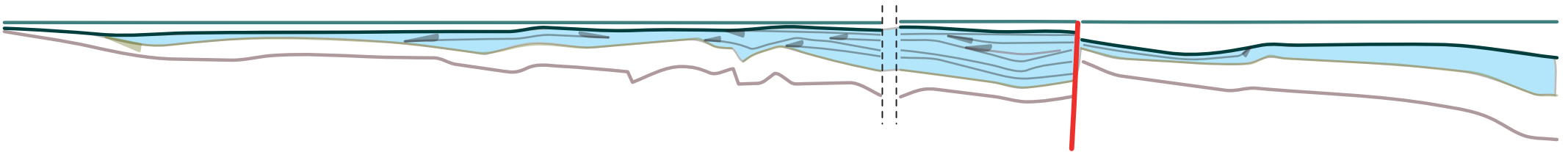
### Top Bathonian



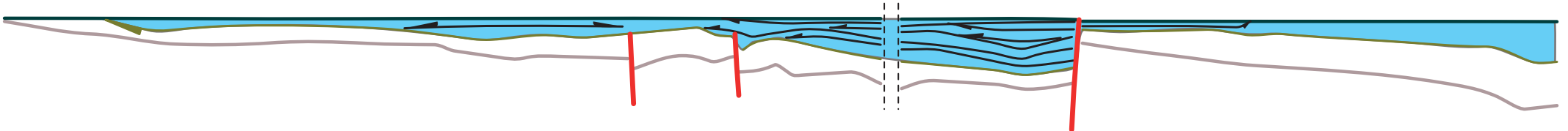
### Top Bajocian marls (Accuminata marls)



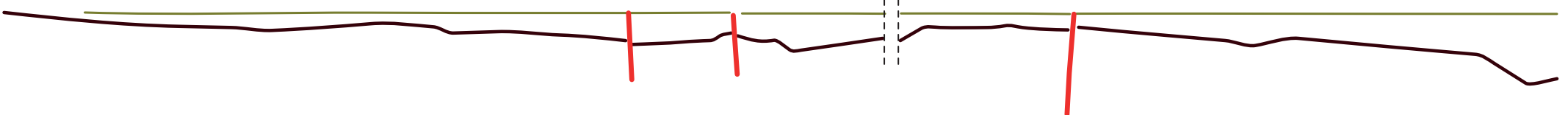
### Top Bajocian limestone



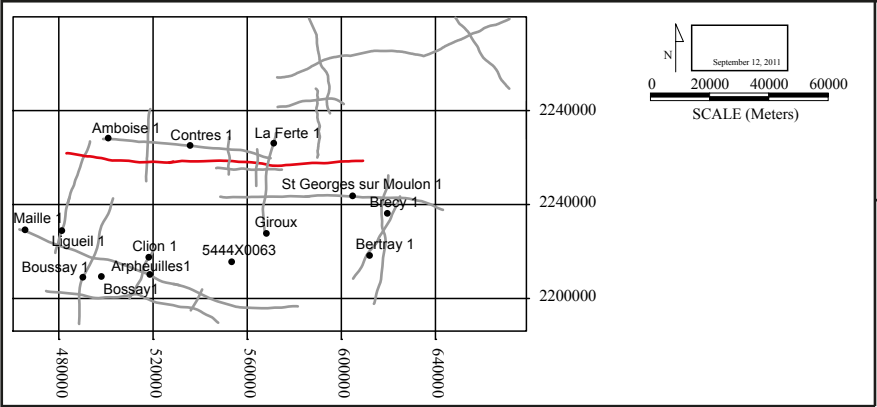
### Top Toarcian



### Top Pliensbachian

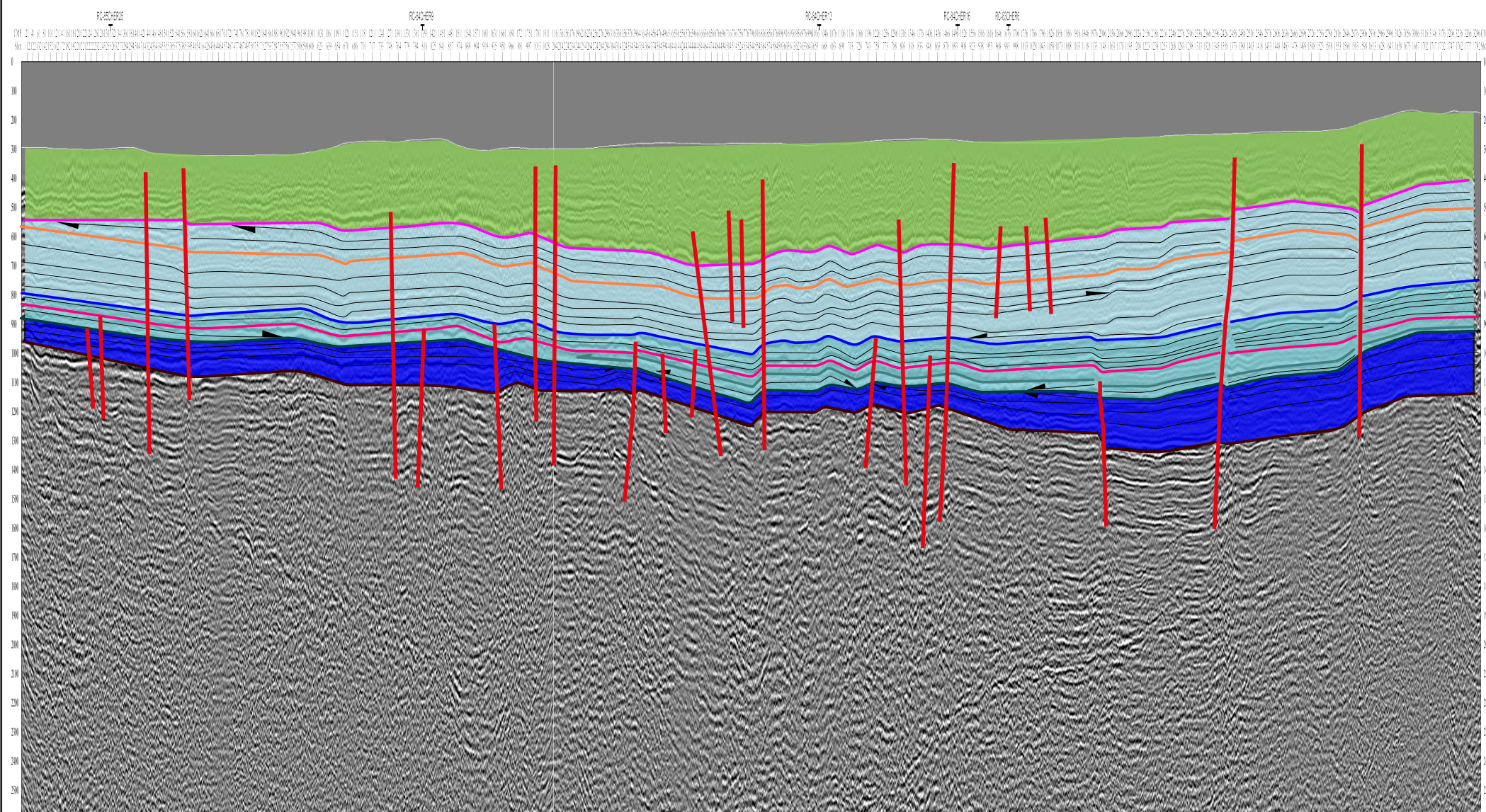
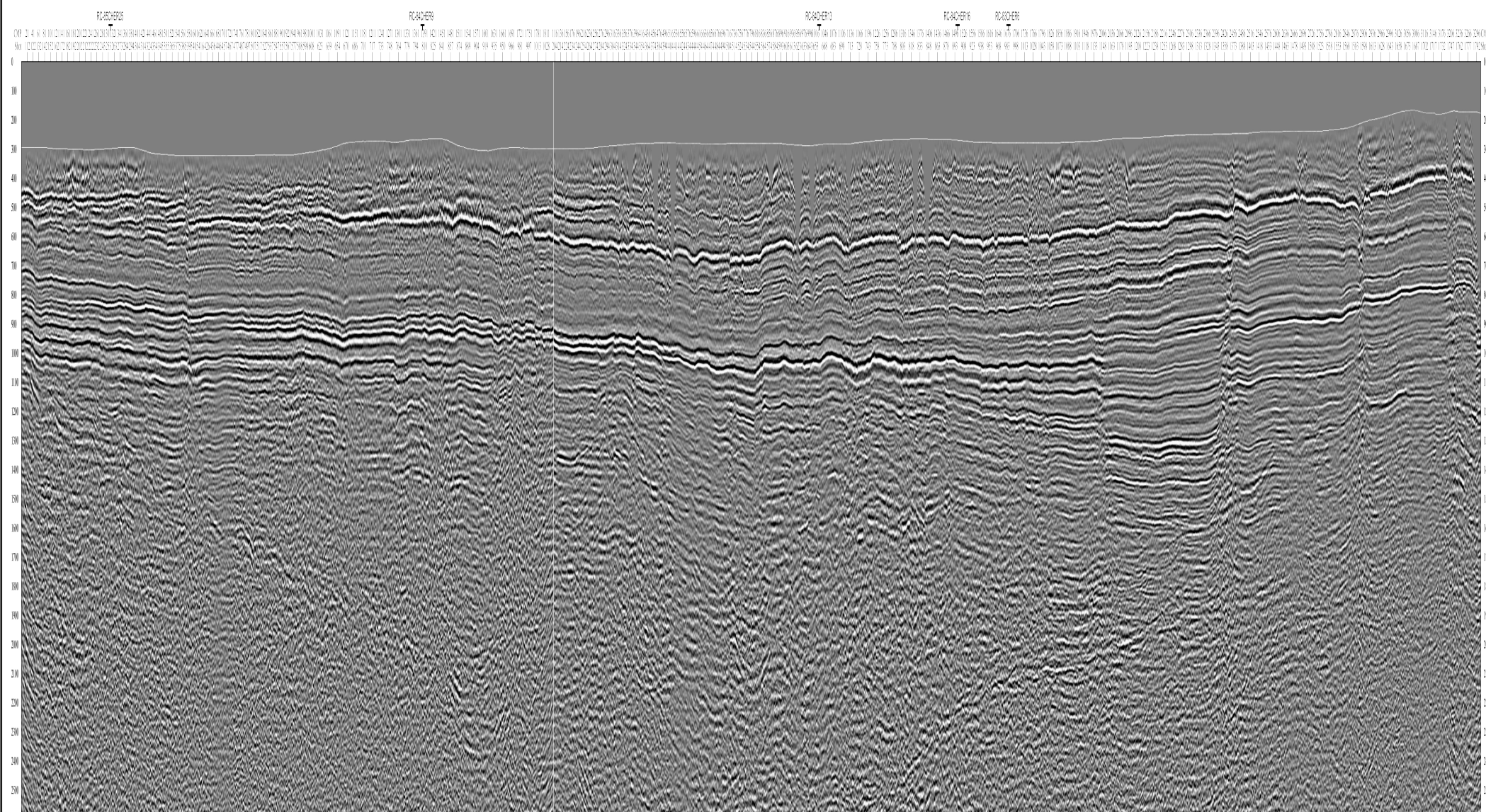






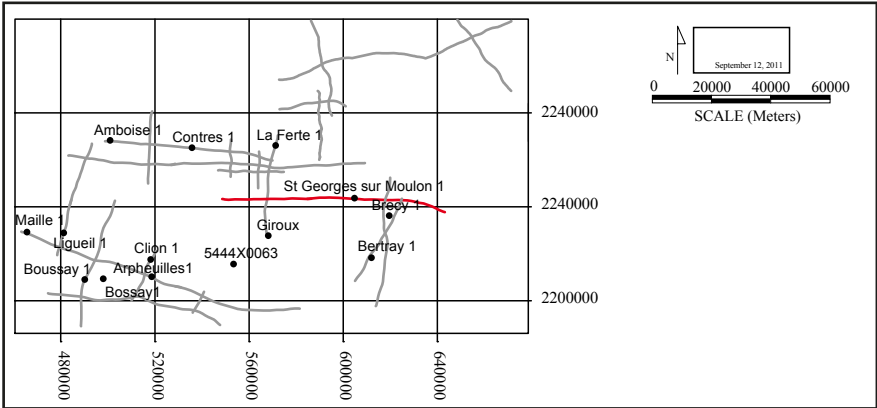
# Interpreted seismic lines

## 85CHER29-83CHER5

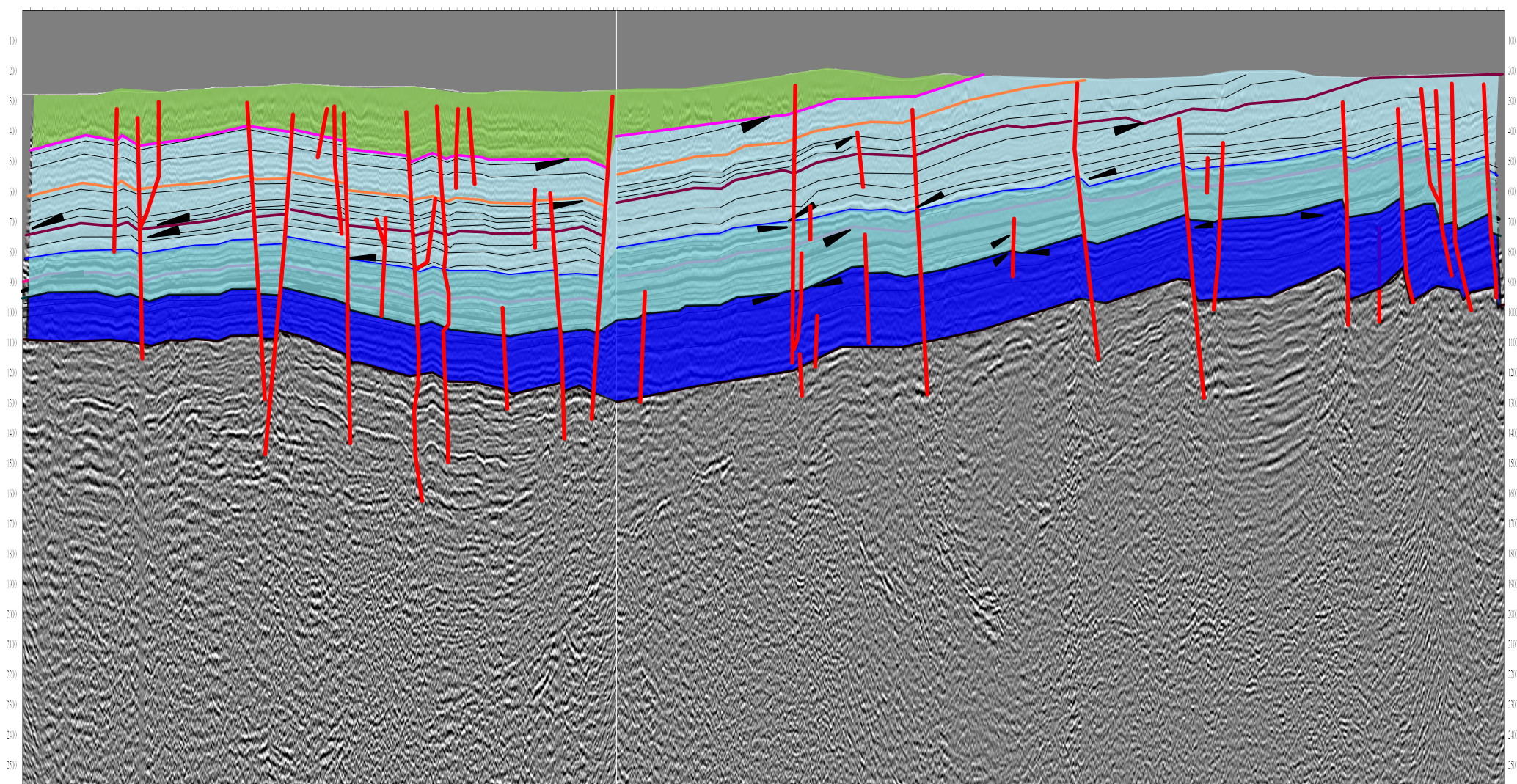
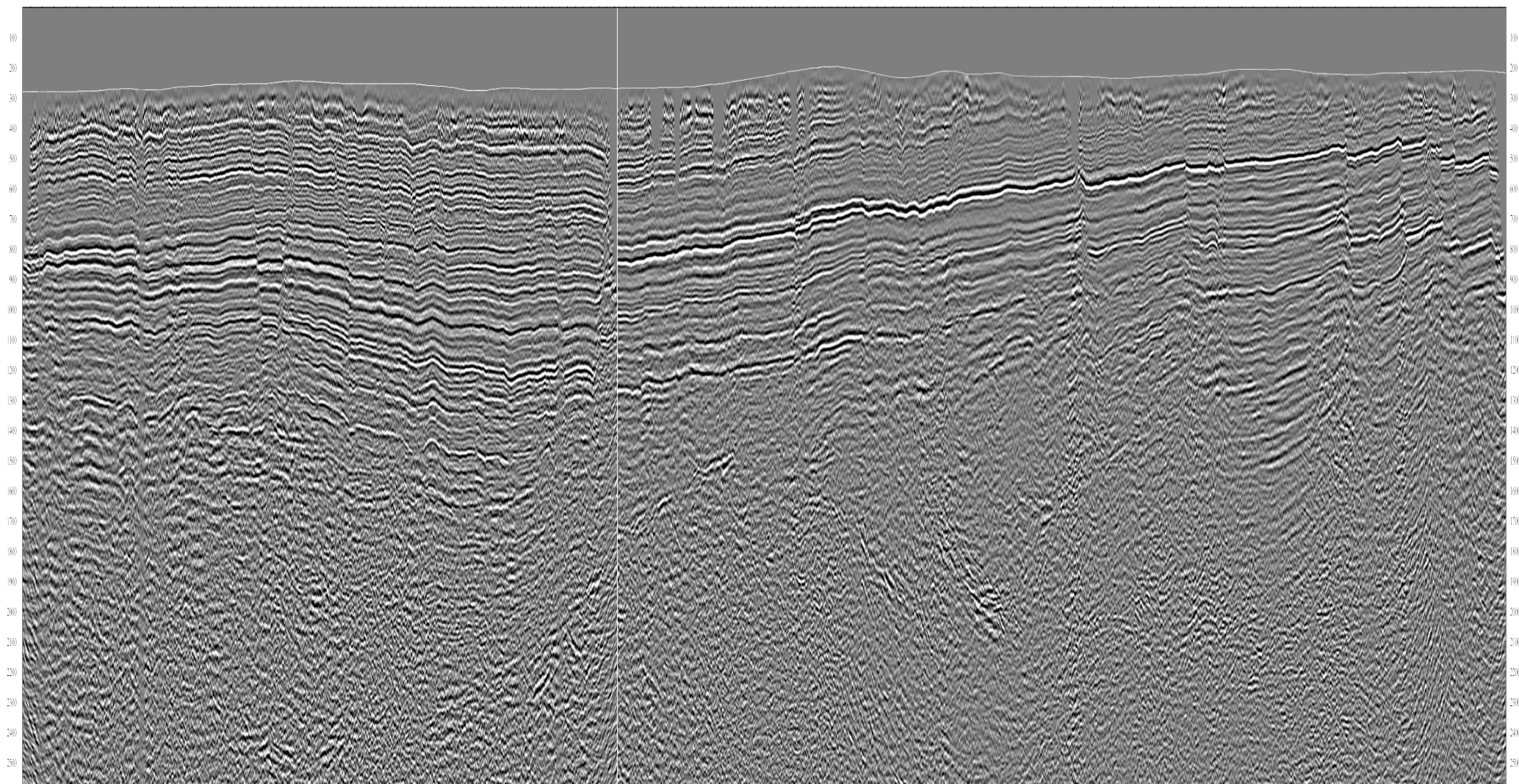


Cretaceous Upper Jurassic Middle Jurassic Lower Jurassic

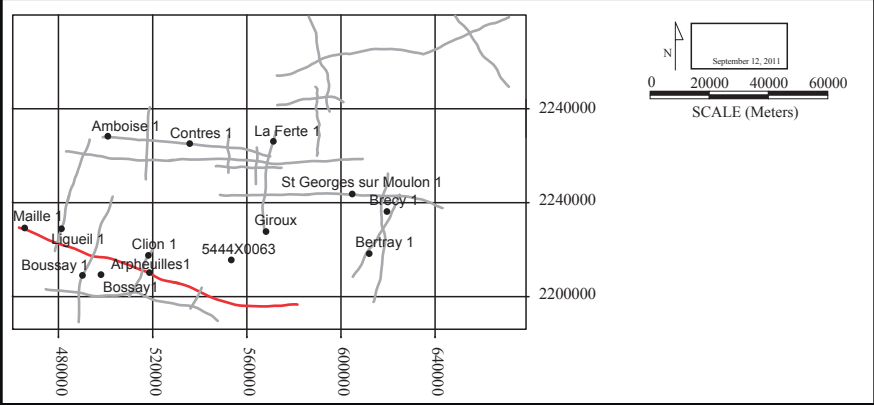




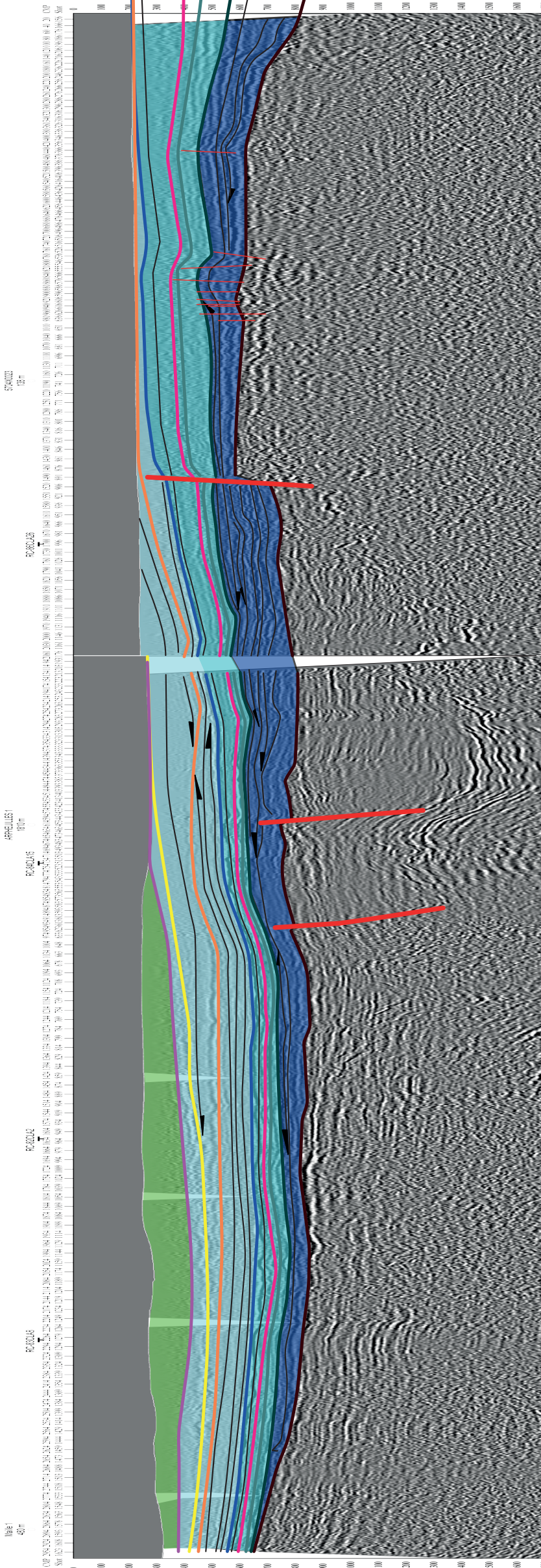
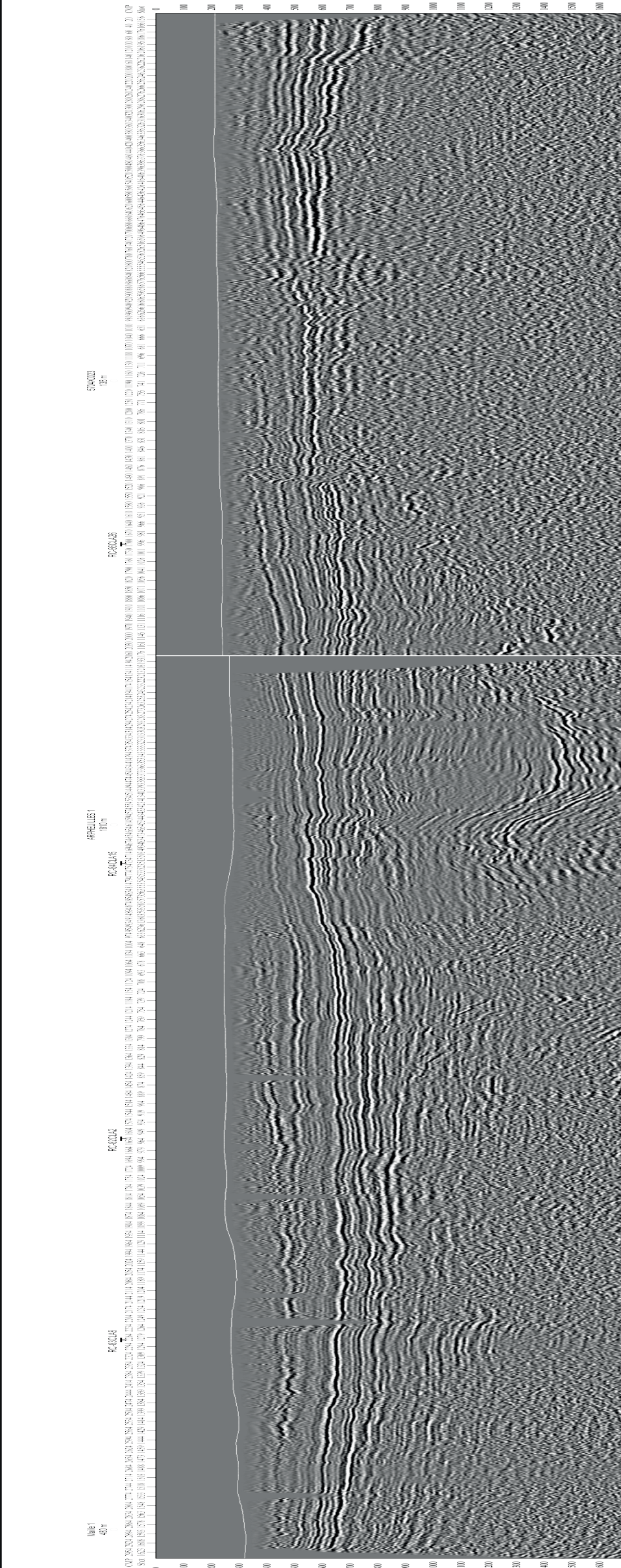
# Interpreted seismic lines 84CHER18-83CHER1







# Interpreted seismic lines



Lower Jurassic

Middle Jurassic

Upper Jurassic

Cretaceous

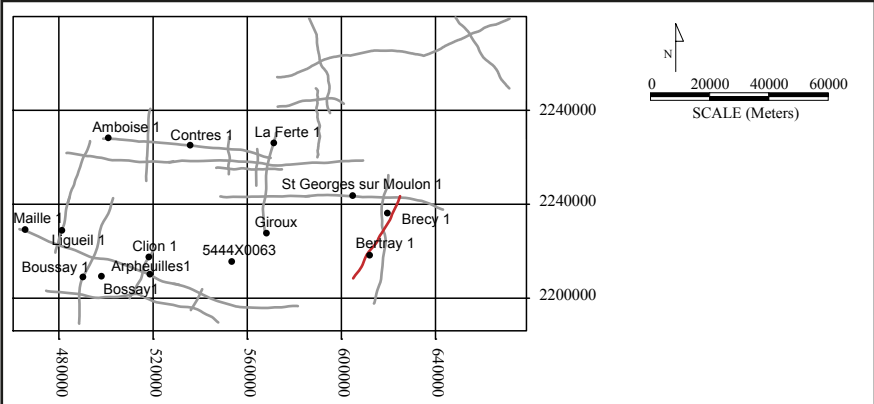






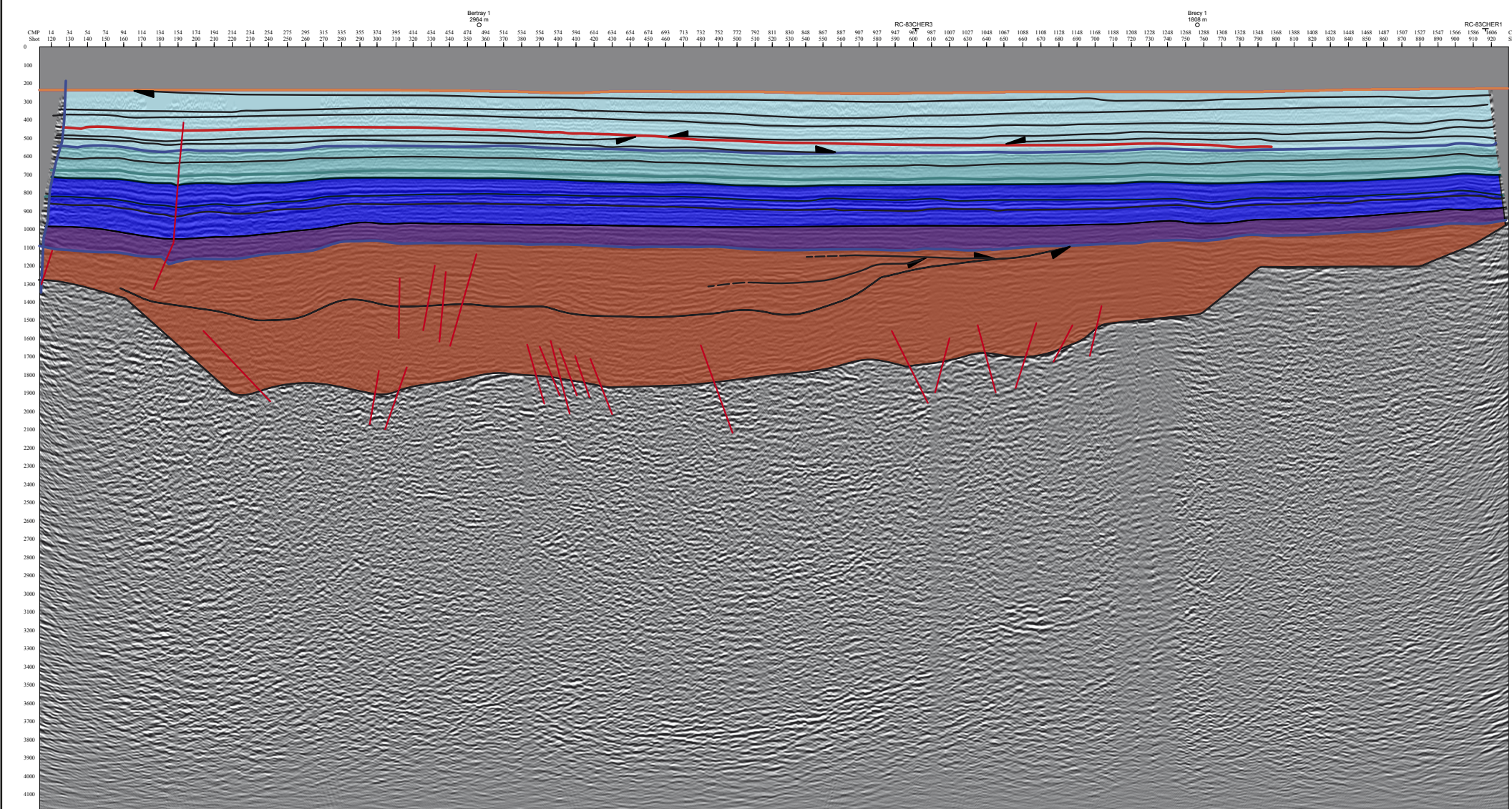
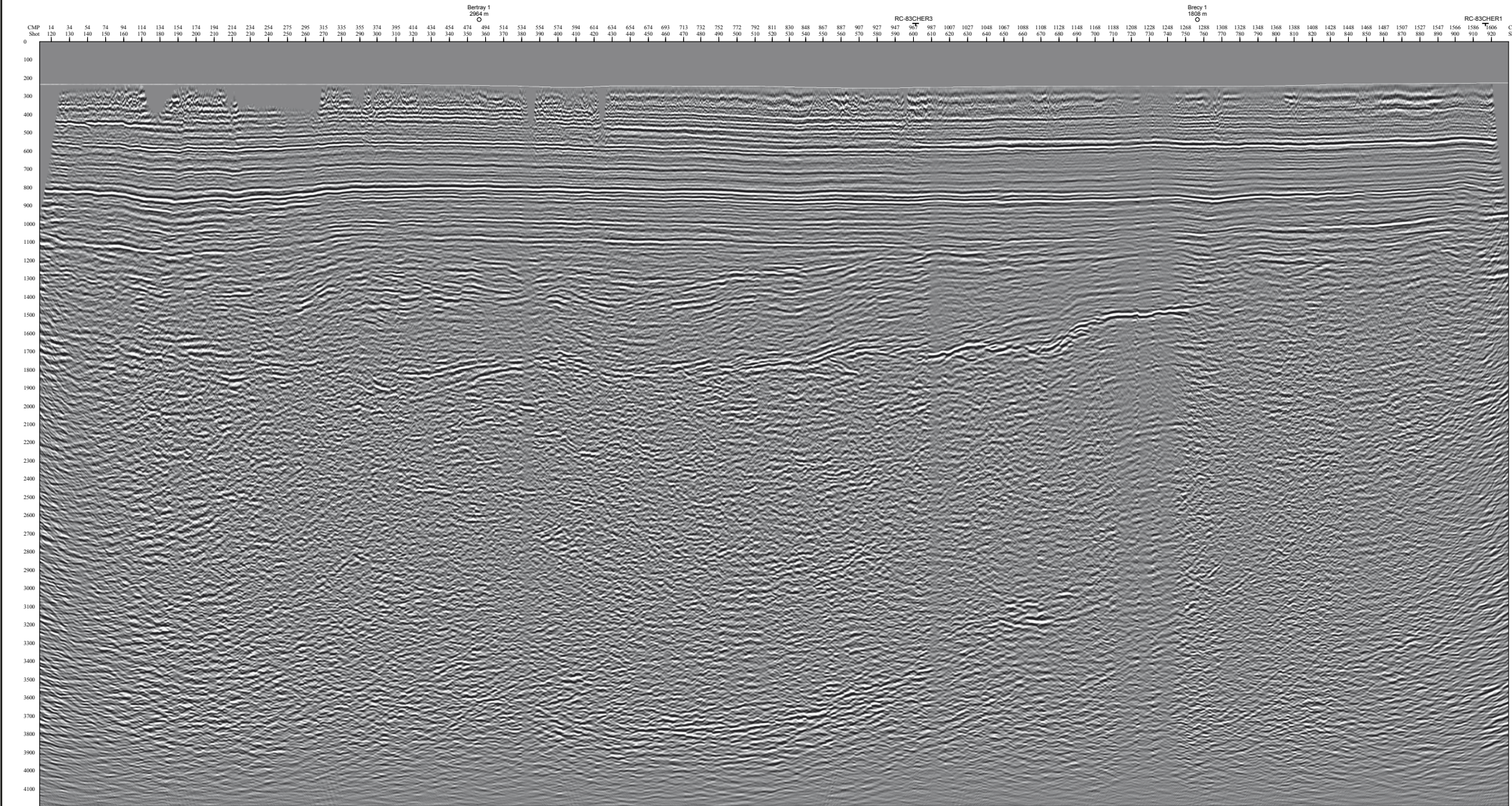






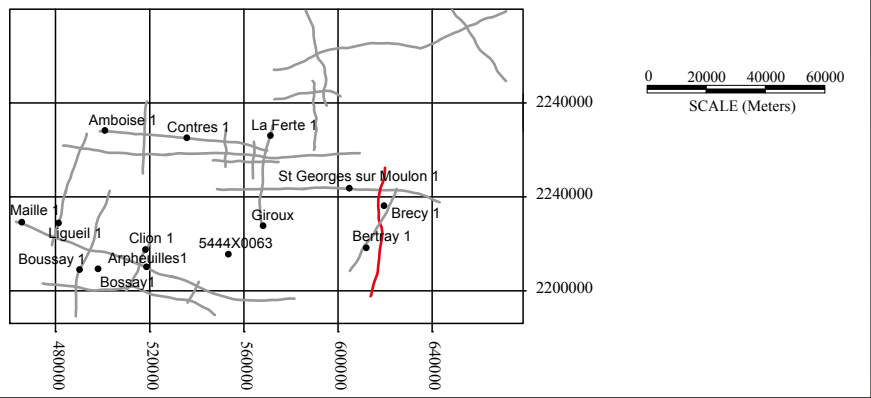
# Interpreted seismic lines

## 84CHER20



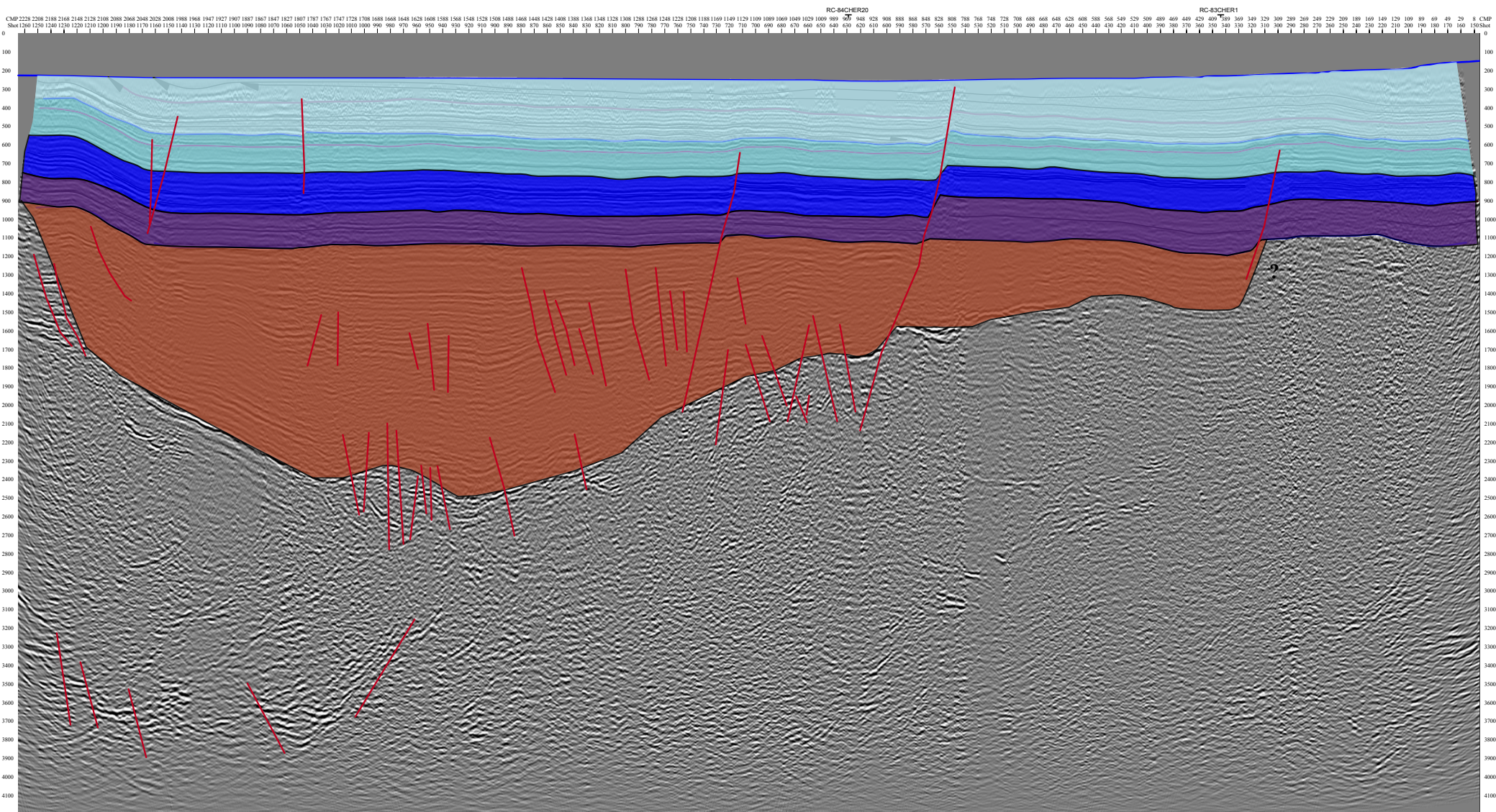
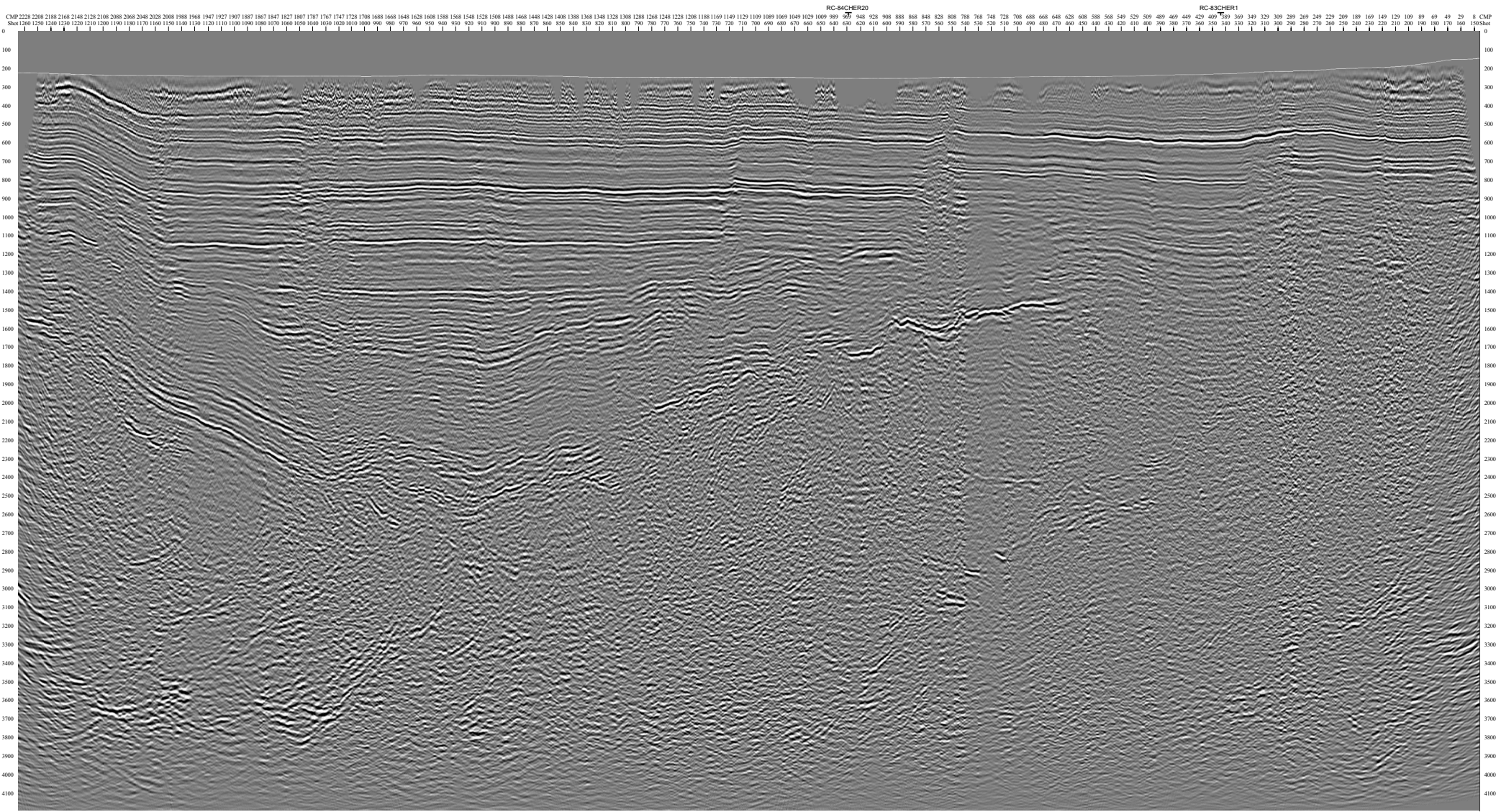
Crétacé Upper Jurassic Middle Jurassic Lower Jurassic Triassic Stephano-Permian undif.





Interpreted seismic lines

84CHER3



- Crétaceous
- Upper Jurassic
- Middle Jurassic
- Lower Jurassic
- Triassic
- Stephano-Permian undif.